ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНА

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНА

Ответственный редактор *Ф. И. ВОЛЬФСОН*

МОСКВА «НЕДРА» 1978

УДК 553.495

Гидротермальные месторождения урана. Отв. ред. Ф. И. Вольфсон. М., «Недра», 1978. 446 с.

В работе рассмотрена геология гидротермальных месторождений урана, образовавшихся в областях с различным геологическим строением. Охарактеризованы геотектонические и структурные условия их формирования. Показаны металлогенические особенности ураноносных областей. Описаны особенности минерального состава руд и различных типов околорудно измененных пород и проанализированы физико-химические условия их образования. Высказаны соображения о возможных источниках эндогенного уранового оруденения. Сделана попытка на основе особенностей геологии месторождений разработать критерии оценки их масштабов.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, проводящих поиски, разведку и изучение эндогенных рудных месторождений, а также преподавателей и студентов геологоразведочных вузов.

Табл. 22, ил. 132, список лит. — 479 назв.

Г $\frac{20803-235}{043(01)-78}$ 66—78

© Издательство «Недра», 1978

ПРЕДИСЛОВИЕ

Детальное изучение урановых месторождений связано с началом практического использования атомной энергии. С тех пор в мировой геологической литературе большое внимание уделяется освещению вопросов геологии, вещественного состава руд, а также методов поисков и разведки месторождений урана различных генетических типов.

В настоящее время стало возможным использование крупных концентраций урановых руд с убогими содержаниями металла в осадочных породах депрессионных структур (гидрогенных месторождений, по П. Я. Антропову [1, 3]). Тем не менее по-прежнему не снижается интерес и к гидротермальным месторождениям урана, среди которых известны многочисленные промышленно важные рудные объекты, нередко с богатыми контрастными рудами. В связи с тем что генезис некоторых из них точно не установлен и вызывает споры среди исследователей, в имеющейся литературе они нередко рассматриваются как эндогенные. Этим месторождениям посвящено достаточно много работ, в которых освещаются не только особенности их геологического строения, но и общие вопросы минералогии и геохимии урана. Среди них наиболее известны «Основные черты геохимии урана» (ред. А. П. Виноградов, 1963 г.), «Геология гидротермальных урановых месторождений» (ред. Д. И. Щербаков, 1966 г.), «Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений» (ред. Ф. И. Вольфсон, 1968 г.).

Авторами настоящей работы в течение длительного изучения различных аспектов геологии ураноносных провинций, районов и рудных полей собран большой фактический материал, позволяющий с новых позиций рассмотреть основные вопросы геологии и условия формирования гидротермальных месторождений различных геотектонических элементов земной коры. Наряду с этим в последние годы появились интересные данные и других исследователей.

Как известно, эффективность поисково-разведочных работ в значительной мере зависит от правильного понимания закономерностей размещения и условий формирования различных типов урановых месторождений. В монографии предпринята попытка обобщить основные существующие в настоящее время данные по геологии и генезису гидротермальных урановых месторождений.

Монография состоит из двух частей. В первой части приведено описание геологии типичных месторождений, находящихся на территориях с различной историей геологического развития. Большое внимание уделяется характеристике геологии урановых месторождений, располагающихся в различных фанерозойских областях и в пределах древних допалеозойских щитов. Во второй части освещаются общие вопросы формирования рассматриваемых месторождений: анализируются, в частности, особенности их геологии в зависимости от времени формирования, структурные условия локализации оруденения, связь оруденения с магматизмом и его соотношение с эндогенным оруденением других металлов; рассматриваются околорудные метасоматиты, главнейшие минеральные типы руд и физико-химические условия их формирования; освещаются вопросы возможных источников оруденения, а также приводятся результаты определения абсолютного возраста руд и преобразования

урановых минералов по изотопическим данным. В заключение делается попытка проанализировать геологические основы прогнозирования масштабов гидротермальных месторождений урана.

В процессе работы над книгой авторы обсуждали отдельные вопросы с рядом геологов. Среди них особо должны быть отмечены П. Я. Антропов, Ю. А. Арапов, А. В. Богданов, Я. Д. Готман, Ю. С. Данилов, Л. П. Ищукова, Н. Ф. Карпов, Г. А. Кремчуков, В. Г. Мелков, Г. Б. Наумов, В. В. Новосельцев, В. И. Пигульский, Г. Ф. Пудан, Э. Л. Саруханьян, Б. Н. Хоментовский, М. В. Шумилин, Г. Р. Шушания. Всем этим лицам, а также Р. Ф. Данковцеву, сделавшему ценные замечания по отдельным разделам книги, авторы выражают глубокую признательность.

Большую работу по подготовке рукописи к печати и ее редактированию выполнили Б. М. Сельцов, В. И. Величкин, Б. Л. Рыбалов. В составлении библиографии большое участие принимал А. Ф. Уткин. Иллюстрации к книге выполнены под руководством С. А. Муровицкого.

ЧАСТЬ I

ГЕОЛОГИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ГЛАВА 1

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ УРАНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФАНЕРОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Эндогенное урановое оруденение известно во многих складчатых областях каледонского, варисцийского и альпийского возраста. Как правило, в их пределах проявляется несколько эпох уранового минералообразования, но не каждая из них приводит к формированию промышленных скоплений урановых руд гидротермального происхождения. Во всех упомянутых складчатых областях наиболее продуктивны эпохи рудообразования, проявившиеся на заключительных орогенных стадиях их развития: в каледонидах — в среднем — позднем девоне, в варисцидах — в позднем палеозое, в альпийских областях — в неогене. В тех же ураноносных провинциях нередко развито и более молодое урановое оруденение, сформированное в пределах наложенных депрессий, которые выполнены осадочными, реже вулканогенно-осадочными отложениями. Такие месторождения в основном образованы инфильтрационными водами и относятся к гидрогенному типу [1, 2]. Они имеют важное практическое значение, но в данной работе не рассматриваются.

Несмотря на существенные различия в возрасте уранового оруденения разных складчатых областей фанерозоя, их ураноносные провинции характеризуются многими сходными чертами.

1. Общность геологической позиции провинций, выражающаяся в приуроченности их к интрагеоантиклиналям или срединным массивам, испытавшим в течение всего периода развития геосинклинальных систем тенденцию к воздыманию. Площади ураноносных провинций ограничены и пересечены различно ориентированными глубинными зонами (линеаментами) и сопряженными с ними разломами. В результате многократно проявлявшихся разнонаправленных тектонических перемещений вдоль них эти территории приобрели мозаично-блоковое строение.

2. Многократное проявление кислого магматизма, развивавшегося как в период главной фазы складчатости, так и на заключительной (орогенной) стадии и способствовавшего повышению жесткости ураноносных тектонических блоков. Магматические процессы привели к формированию многочисленных гранитоидных (повышенной щелочности) массивов и наземных вулканогенных образований, относящихся к липаритовой формации [158]. Последние в ряде случаев образуют сложнопостроенные вулканические пояса, приуроченные к зонам глубинных разломов.

3. Интенсивное проявление разнотипных и разновозрастных метасоматических преобразований пород и развитие наряду с урановыми (в пределах одних и тех же или соседних блоков) месторождений золота, флюорита, молибдена, реже олова, вольфрама, свинца, цинка и меди.

В каждой конкретной урановосной провинции наблюдаются различные соотношения уранового оруденения с магматическими образованиями. В одних провинциях рудные поля и месторождения характеризуются тесной пространственной и временной связью с поздними гранитоидами или вулканогенными породами липаритовой формации, в других, где поздний (предрудный) магматизм проявлен незначительно, такой связи не наблюдается, и месторождения залегают в различных образованиях, находившихся в пределах так называемой критической зоны, верхняя граница которой в период рудообразования отстояла от дневной поверхности на несколько сот метров, а нижняя находилась на глубине не более 5 км [42, 163]. Соответственно урановые месторождения в пределах конкретной урановосной провинции фанерозойской складчатой области могут залегать в разнообразных комплексах, занимающих самое различное положение в стратиграфическом разрезе. Тем не менее в каждой провинции намечается достаточно отчетливая закономерность в размещении оруденения по вертикали, выражающаяся в приуроченности наибольшего числа месторождений к определенным частям стратиграфического разреза.

В основу систематики урановых месторождений фанерозойских складчатых областей наиболее целесообразно положить такие геологические критерии, как связь их с поздним (орогенным) магматизмом и положение оруденения в разрезе (в структурных этажах и ярусах), так как эти факторы в значительной степени определяют структурно-морфологические типы и другие особенности месторождений.

По отношению к позднему магматизму месторождения подразделяются на два класса: класс А — связанные с поздним (орогенным) магматизмом и класс Б — вне видимой связи с магматизмом. По положению оруденения в образованиях различных структурных этажей и ярусов в обоих классах выделены группы месторождений, залегающих в породах орогенного и собственно геосинклинального ярусов, а также в образованиях догеосинклинального фундамента. Исключение составляет лишь группа месторождений в гранитоидных массивах и их экзоконтактах, так как в данном случае особенности оруденения, локализующегося непосредственно в интрузивных породах или в зонах интенсивного контактового метаморфизма, гораздо меньше зависят от свойств пород, вмещающих данные массивы, чем во всех других группах. Подразделение месторождений на подгруппы и структурно-морфологические типы сделано в каждом конкретном случае на основе различных наиболее существенных факторов, выявляющихся при детальном разборе месторождений той или иной группы. Группировка урановых месторождений в фанерозойских складчатых областях приведена в табл. 1.

Необходимо отметить, что месторождения различных классов и групп, систематизированные подобным образом на основе геологических факторов, имеют много общих характерных и специфических черт в минеральном составе руд и особенностях околорудного метасоматического изменения пород. Так, для месторождений класса А наиболее характерны предрудные метасоматиты типа березитов, а для подавляющего большинства месторождений класса Б — предрудные низкотемпературные альбититы (эйситы) или гидротермальные аргиллизиты. В то же время ассоциации урана с другими элементами в рудах месторождений обусловлены не столько принадлежностью их к разным классам и группам, сколько металлогеническим обликом урановосных провинций. Однако во многих классах и группах все же отмечается преобладание определенных рудных формаций и типовых парагенезисов. Для первой группы класса А характерны малосернистые собственно урановые или реже пятиметальные

Таблица 1

Систематика гидротермальных урановых месторождений фанерозойских складчатых областей

Класс	Группа	Подгруппа
А. Связанные с поздним (орогенным) магматизмом	1. В интрузивах гранитоидов и их экзоконтактах	В интрузивах гранитоидов Среди ороговикованных пород геосинклинальных комплексов в экзоконтактах гранитных массивов Среди интенсивно метаморфизованных пород фундамента в экзоконтактах гранитных массивов
	2. В вулкано-тектонических депрессиях и вулканических куполах орогенного яруса	В слоистых толщах вулканических депрессий В массивных породах вулканических жерл и субвулканических интрузивов
	3. В основании орогенных вулкано-тектонических депрессий	В складчатых геосинклинальных комплексах В метаморфизованных породах фундамента геосинклинальных образований В доорогенных гранитоидах
Б. Вне видимой связи с поздним магматизмом	1. В молассовых отложениях орогенного яруса	
	2. В доорогенных геосинклинальных комплексах	В терригенно-вулканогенных толщах В карбонатных толщах В терригенных толщах с горизонтами черных сланцев
	3. В догеосинклинальных образованиях фундамента	В отложениях слабометаморфизованного платформенного чехла В кристаллических породах фундамента

(Bi, Co, Ni, Ag, U), в меньшей мере селен-урановые и титан-урановые месторождения, в которых в зависимости от их тектонической позиции и вмещающих пород настуран или коффинит, изредка браннерит ассоциируют с карбонатами, кварцем, флюоритом или силикатами. Для месторождений второй и третьей групп того же класса оруденение в основном представлено молибден-урановой ассоциацией, на основании которой они были объединены ранее в специфическую уран-молибденовую рудную формацию, характеризующуюся развитием большого количества сульфидов [53]. Многие месторождения класса Б представлены фосфорно-урановыми либо собственно урановыми рудами, в которых наряду с настураном существенная роль принадлежит апатиту или сульфидам железа, меди, свинца, цинка.

Предлагаемая группировка гидротермальных урановых месторождений фанерозойских складчатых областей не может претендовать на решение

сложного вопроса, связанного с классификацией этих месторождений. В основу ее положены не генетические, а геологические признаки, в результате чего она естественно не охватывает всех особенностей данных месторождений. Представляется, однако, что подобная геологическая группировка достаточно проста и удобна для изложения фактического материала.

КЛАСС А

МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ПОЗДНИМ (ОРОГЕННЫМ) МАГМАТИЗМОМ

Группа 1

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ИНТРУЗИВАХ ГРАНИТОИДОВ И ИХ ЭКЗОКОНТАКТАХ

Общей особенностью урановых месторождений первой группы является их тесная связь с интрузивами гранитоидов, сформировавшимися в орогенную стадию развития подвижных поясов. Эта связь выражается в постоянной приуроченности характеризуемых месторождений к экзо- и эндоконтактам гранитных интрузивов и во временной близости данных образований. Так, абсолютный возраст наиболее поздних послескладчатых гранитов Центрального Французского и Арморикапского массивов 300—250 млн. лет, а залегающего в них уранового оруденения 280—265 млн. лет [281]. Близкие возрастные соотношения поздних гранитов и пространственно связанных с ними урановых месторождений отмечаются и в других районах. Приведенные факты могут свидетельствовать о парагенетической связи позднеорогенных гранитов и уранового оруденения, об общности их происхождения и эндогенном источнике оруденения.

Другой, не менее важной особенностью урановых месторождений первой группы, определившей их основные структурно-морфологические черты, является локализация уранового оруденения среди хрупких контактово- или регионально-метаморфизованных пород, а также в гранитах, обладающих высокими прочностными свойствами. Рудные тела рассматриваемых месторождений представляют собой преимущественно трещинные жилы определенных направлений, возникшие путем заполнения открытых полостей. Подчиненное развитие имеют прожилково-вкрапленные и дисперсные метасоматические руды в зонах дробления.

Урановые месторождения первой группы приурочены и консолидированным блокам устойчивых геоантиклинальных поднятий, сложенных глубокометаморфизованными гранитизированными образованиями. Максимальное распространение урапоносные жилы получили в рудных полях и месторождениях, локализованных в краевых частях названных блоков и нередко тяготеющих к поперечным поднятиям внутри них.

Гранитные интрузивы, с которыми пространственно связано урановое оруденение, представляют собой крупные гипабиссальные массивы, сформировавшиеся в конце орогенной стадии развития регионов. Они рассекают основные складчатые сооружения вмещающих их тектонических блоков и сложены многофазными гранитами, которые обычно обогащены ураном от 10—12 до 20 г/т [281, 369]. Урановые месторождения локализуются в экзоконтактах гранитных интрузивов, реже в самих гранитах. В экзоконтактовых зонах урановое оруденение тяготеет к эродированным или невскрытым гранитным

куполам, которые осложняют полого погружающуюся кровлю крупных вскрытых эрозией массивов по их периферии, либо находятся в апикальных частях скрытых интрузивов, верхняя граница которых залегает на глубинах не более 1—1,2 км от современной поверхности.

Размещение гранитных массивов и связанных с ними урановых месторождений контролируется едиными зонами глубинных разломов и сопряженных с ними длительно развивавшихся разрывов. Урановое оруденение сконцентрировано в узлах пересечения подобных нарушений. Наиболее благоприятными для оруденения оказались те тектонические узлы, которые образованы межблоковыми, сквозными (рассекающими различные тектонические блоки) и внутриблоковыми, но поперечными к простиранию складчатых сооружений разломами, глубоко проникающими в земную кору и неоднократно подновлявшимися в собственно геосинклинальный и орогенный периоды развития рудогенерирующих геосинклиналей.

Отдельные рудные тела приурочены к системам сближенных кулисообразно расположенных, иногда разветвляющихся трещин отрыва и скалывания, оперяющих крупные разломы и располагающихся поперек простирания складчатых сооружений. Часть из них унаследовала разрывы, возникшие в процессе внедрения, остывания и проседания кровли гранитных интрузивов. В процессе оруденения по этим трещинам происходили сдвиго-сбросовые и сбросовые перемещения.

Масштабность урановых месторождений первой группы определяется их тектонической позицией, а условия распределения оруденения в пределах месторождений и отдельных жил — количество рудных тел и их морфология — обусловлены структурными (в однородных породах) или структурно-литологическими (в неоднородных породах, контрастных по составу и физико-механическим свойствам) особенностями рудоносных площадей. Рудные тела имеют форму плоских линз, гнезд, лент, образующих в совокупности рудные столбы. В однородных вмещающих породах положение таких столбов определяется изменениями элементов залегания разрывных нарушений либо их сочленением, пересечением или разветвлением. В неоднородных толщах локализация рудных столбов контролируется не только структурными факторами, но также различными физико-механическими свойствами и неоднородным химическим составом пород различных рудовмещающих горизонтов. Особенно благоприятны для уранового оруденения те из них, которые обогащены органическим веществом, сульфидами и другими восстановителями.

Урановые минералы (настуран, иногда коффинит) в рудных телах ассоциируют с кварцем, магнезиальными карбонатами, кальцитом, реже флюоритом. Резко подчиненное значение имеют сульфиды (пирит, сфалерит, халькопирит, галенит) и арсениды.

Урановорудные жилы сопровождаются маломощными зонами гидротермально измененных пород, представленными кварц-гидрослюдистыми, в отдельных случаях карбонат-хлоритовыми, карбонат-серицитовыми метасоматитами. Среди них выделяются маломощные гематит-адуляр-хлоритовые образования, возникшие в процессе оруденения. На отдельных месторождениях, залегающих в кристаллических породах и прорывающих их гранитах, вкрапленная урановая минерализация представлена коффинитом и браннеритом в ассоциации с хлоритом, апатитом, альбитом и кварцем [228].

Вертикальный интервал распространения оруденения урановых месторождений данной группы изменяется от первых сотен метров до 1—1,5 км, а иногда и более. Изменений минерального состава руд и околорудных

метасоматитов не устанавливается, что наряду с тонкодисперсным характером выделений метасоматических образований и наличием среди них гидрослюд, а также температурой (200—150° С) гомогенизации газово-жидких включений в жильных минералах указывает на низкотемпературные условия формирования уранового оруденения.

В зависимости от геолого-структурных условий локализации оруденения среди урановых месторождений первой группы выделяются три подгруппы.

Месторождения в интрузивах гранитоидов

Урановые месторождения, залегающие в гранитоидах, близких к ним по возрасту, обычно образуют совместно с месторождениями других подгрупп этой группы сложные, но единые по возрасту и генезису рудные поля. Они располагаются либо в эндоконтактах слабо эродированных интрузивов, либо в центральных частях значительно вскрытых эрозией интрузивных массивов, прорывающих в пределах крупных устойчивых геоантиклинальных поднятий интенсивно метаморфизованные породы фундамента или кристаллические сланцы геосинклинального этажа. Эти многофазные гранитоиды относятся к разновозрастным комплексам, но сформированы в тот же тектономагматический цикл, что и проявления уранового оруденения. Для гранитоидов характерны повышенные (до 10—20 г/т) фоновые содержания урана, пониженные (менее 2,5) торий-урановые отношения и высокая доля «подвижной» формы урана. Кроме того, они специализированы на олово, литий, вольфрам, фтор и другие элементы. С этими гранитоидами обычно связаны более ранние и высокотемпературные вольфрамовые, оловянные, висмутовые или реже золоторудные месторождения.

Среди урановых месторождений, расположенных в интрузивах гранитоидов, выделяются два структурно-морфологических типа:

а) жильные и штокверковые месторождения с рудными телами, сформированными путем заполнения открытых трещинных полостей и имеющими сравнительно простое строение;

б) месторождения метасоматических дисперсных и прожилково-вкрапленных руд, характеризующихся сложной морфологией рудных тел.

Месторождения обоих типов отличаются незначительным (первые сотни метров) распространением оруденения на глубину. Руды сложены кварц (флюорит)-настурановой с гематитом, иногда с сульфидами, либо, реже, силикатно-коффинит-браннеритовой ассоциациями.

Месторождения описываемой подгруппы наиболее широко распространены в пределах Франко-Чешского, Арморикапского и других срединных массивов европейской части Евро-Азиатского варисцийского подвижного пояса.

Месторождения жильного и штокверкового типов. Они широко известны и изучены в пределах Центрального Французского и Арморикапского массивов [257, 266, 281, 130]. Месторождения сосредоточены в нескольких рудных районах, среди которых наиболее значительны в первом массиве Отен и Морван, Ляшо (Форез) и Лимузен, во втором — район Вандеи и др. Эти районы характеризуются единой металлогенией и обнаруживают сходство как по составу рудных месторождений, так и по возрасту их образования.

Месторождения подобного типа имеют сходное геологическое строение и располагаются среди разновозрастных многофазных варисцийских гранитоидов, прорывающих гнейсовый фундамент докембрия либо сланцевые толщи

раннепалеозойского геосинклинального этажа. Наиболее ранние биотитовые граниты раннекарбонового возраста (340—336 млн. лет по калий-аргоновому методу) относятся к бретонской или судетской фазам складчатости, а более поздние двуслюдяные и альбитизированные мусковитовые граниты, сопровождаемые дайками пегматитов и аплитов, имеют пермо-карбоновый возраст (300—250 млн. лет по рубидий-стронциевому методу). Они являются послескладчатыми, сформировавшимися во время астурийской фазы варисцийского тектогенеза. Гранитоиды обоих интрузивных комплексов прорываются многочисленными более молодыми дайками лампрофиров, гранит-порфиров, сиенитов и других пород, которые обычно образуют протяженные пояса субмеридионального и северо-западного направлений. Гранитоиды и дайки характеризуются повышенным геохимическим фоном урана и калия, а некоторые также итория. В биотитовых гранитах фоновые содержания урана составляют в среднем 9 г/т, в более молодых же двуслюдяных гранитах оно достигает почти 20 г/т за счет развития микровключений акцессорного уранинита.

Развитые в пределах массивов зоны разломов ориентированы в субмеридиональных и северо-западном, реже в субширотном направлениях. Наиболее крупные и древние меридиональные расколы отчетливо проявлены в фундаменте. В пределах гранитоидов они прослеживаются по интрузивным телам поздних фаз гранитов, а также трассируются дайками пегматитов, аплитов, лампрофиров и других пород. Тектонические зоны субширотного направления фиксируются цепочками ксенолитов и останцов кровли вмещающих слюдяных сланцев, а также телами поздних дериватов гранитоидов. Наиболее отчетливо выраженные разломы северо-западного простирания интенсивно проявились в позднепалеозойское время в процессе рудообразования. В узлах сочленения с разрывами иных направлений они контролируют положение урановых и других месторождений. По этим нарушениям в дорудное и внутрирудное время происходили сдвиго-сбросовые перемещения (с преобладанием горизонтальной составляющей) на значительные амплитуды. Разрывы северо-западного, субмеридионального и в ряде случаев субширотного направлений минерализованы кварцем многих генераций, а некоторые из них на определенных интервалах урапоносны. Вдоль таких разломов и сопряженных с ними трещин жильные системы протягиваются на десятки километров, а отдельные группы жил, образующие урановые месторождения, — до первых километров.

Урановые месторождения локализуются в поздних двуслюдяных или альбитизированных мусковитовых гранитах на участках развития даек лампрофиров и сиенитов, обнаруживая тесную структурную связь с ними.

На одних месторождениях (Грюри, Исс л'Эвек, Буа Нуар) оруденение локализуется в жилах и штокверковых зонах, развивающихся вдоль контактов даек минетт или в местах их пересечения, а на других (Крузиль и др.) — в дайках лампрофиров, микросиенитов, микрогранитов, микромонцонтов или на контактах их с гранитами. Месторождения приурочены к участкам кулисообразно расположенных, расщепляющихся или изгибающихся разломов, между которыми развита серия более мелких оперяющих трещин, образующих систему диагональных рудоносных жил или разреженный рудный штокверк. Оруденение локализовано в разрывах сбросового и сдвиго-сбросового типа или в зонах дробления, рассекающих контакты разновозрастных интрузивов и даек. В плоскости жил и зон руды имеют столбообразное распределение, причем наиболее богатые тяготеют к местам пересечения рудоносными трещинами даек минетт и микрогранитов, особенно в лежачем боку последних. Рудные столбы склоняются согласно с падением контактов пород. Кроме жил

на этих месторождениях известны мощные рудные тела штокверкового типа, расположенные в зонах брекчирования и милонитизации между дайками минетт и микрогранитов.

Группа месторождений (Шардон, Коммандерн, Экарпье и др.) в рудном районе Вандеи (Арморикапский массив) располагается цепочкой вдоль северного эндоконтакта интрузивного массива Мортань, сложенного варисцийскими многофазными гранитоидами пестрого состава. Здесь крупный разлом субширотной ориентировки, падающий круто на юг, т. е. под массив, приводит в тектонический контакт наиболее поздние урапоносные альбитизированные двуслюдяные и мусковитовые граниты с амфиболитами, габброидами и гнейсами докембрия. Разлом представлен мощной и сложно построенной зоной катаклазированных и местами милонитизированных гранитов, которые содержат отдельные линзовидные тела хлоритизированных амфиболитов и серицитовых сланцев. Короткие и непротяженные по падению рудные жильные тела, заполняющие трещины отрыва, ориентированы в поперечном (северо-западном и субмеридиональном) направлении. Почти все они сосредоточены среди катаклазированных гранитов и лишь в отдельных случаях распространяются в амфиболиты и гнейсы. Абсолютный возраст оруденения (280—265 млн. лет) весьма близок времени внедрения гранитов (300—250 млн. лет).

Руды месторождений имеют сравнительно простой первичный состав, они представлены в основном кварц-настурановым, реже флюорит-настурановым и изредка сульфидно-настурановым парагенезисами. Помимо кварца и флюорита с настураном, реже коффинитом изредка ассоциируют пирит, халькопирит, халькозин, галенит, висмутин. Кварц темный гребенчатый или красный халцедоновидный, развитый в зальбандах жил, содержит гематит, гётит, а также небольшое количество пирита и марказита. Отмечается несколько генераций настурана и коффинита. Настуран и флюорит рассекаются прожилками или замещаются более поздними кальцитом и доломитом с гематитом, баритом с галенитом, пиритом, марказитом и др. В целом характерно незначительное развитие сопутствующих жильных минералов (особенно карбонатов) и сульфидов. Вмещающие граниты вблизи рудных жил подвержены окварцеванию и гематитизации (покраснению), в них также развиваются хлорит и манган-кальцит. Мощность этих ореолов 1—5 м. Рудоносные жилы и зоны имеют полосчато-крустификационное или брекчиевое строение. Абсолютный возраст первичного настурана 265 млн. лет (Буа Нуар), а, по-видимому, переотложенного (по двум определениям) 105 и 147 млн. лет (Крузиль). Абсолютный возраст вторичных руд из зоны окисления 65 млн. лет.

Сходные с рассмотренными месторождения известны в гранитоидах других срединных массивов. В них выделяются комплексные урановые месторождения жильного или штокверкового типов, располагающиеся на флангах или вокруг оловянно-вольфрамовых грейзеновых месторождений среди многофазных альбитизированных двуслюдяных и мусковитовых гранитов. Здесь также развиты дайки кислого, основного и лампрофирового состава. Оруденение, локализованное в кварцевых или кварц-баритовых жилах, представлено настураном и коффинитом в ассоциации с кварцем, флюоритом и небольшим количеством сульфидов, а также более поздних арсенидов и барита. Вмещающие породы подвергнуты слабым изменениям — окварцеванию, серицитизации и гематитизации. Положение и склонение рудных тел, образующих небольшие линзы, гнезда и столбы, определяются местами пересечения жил разных направлений между собой, а также жил с дайками.

Месторождения, представленные метасоматическими рудными телами слож-

ной морфологии. Такие месторождения локализуются в интрузиве варисцийских гранитоидов, которые прорывают раннедокембрийский гнейсовый комплекс фундамента геоантиклинального поднятия Чешского массива. Месторождения располагаются цепочкой в пределах крупной и древней тектонической зоны субмеридионального простирания, ориентированной вдоль края этого поднятия и его складчатых сооружений [228].

Интрузивный массив сложен амфибол-биотитовыми диоритами и более поздними крупнозернистыми порфировидными биотитовыми гранитами, которые прорываются дайками мелкозернистых гранитов, аплитов и лампрофиров. В пределах гранитов вдоль субмеридиональных разломов выделяются полосы ксенолитов и останцов кровли, представленных диоритами, амфиболитами, гнейсами и кристаллическими сланцами.

Урановые месторождения этого района располагаются как среди гранитоидов интрузивного массива, так и в его экзоконтакте, среди метаморфических пород. Месторождения, находящиеся в пределах массива гранитоидов, локализуются среди порфировидных гранитов и приурочены к участкам сочленения систем сближенных разрывов субмеридионального и северо-западного простираний.

Урановое оруденение, по данным В. С. Егорова, А. В. Заварзина и др. [228], локализуется в кварц-хлорит-гидрослюдисто-альбитовых метасоматитах, развитых в катаклазированных гранитах вдоль тектонических нарушений. Рудовмещающие измененные порфировидные крупнозернистые граниты обладают высокой эффективной пористостью (до 7%). Ксенолиты плотных гнейсов, амфиболитов и диоритов лишены оруденения. Рудные тела имеют сложную линзо- и столбообразную форму и приурочены к участкам пересечения рудоносных разрывов разных направлений между собой или с дайками микрогранитов и аплитов. Наиболее богатые скопления руд в пределах рудных тел тяготеют к лежачим бокам пологих даек или ксенолитов и останцов и склоняются согласно с их падением. Такое положение рудных столбов обусловлено экранирующей способностью этих пород, которые характеризуются меньшей проницаемостью по сравнению с гранитами.

Своеобразен и минеральный состав характеризуемых месторождений: преобладают силикаты (хлорит, гидрослюды, альбит), нешироко развиты кварц и карбонаты. Тонковкрапленные дисперсные метасоматические руды на глубине сложены коффинитом и браннеритом в ассоциации с хлоритом, альбитом, кварцем, а также апатитом, рутилом и др. В верхних частях месторождений в незначительных количествах и проявлены более поздние прожилково-вкрапленные образования кварца, хлорита, гидрослюд с настураном, гематитом, пиритом или марказитом, иногда с твердым битумом и кальцураноитом, а также карбонатов (кальцита, доломита, анкерита), хлорита, кварца, настурана II с сульфидами железа, меди, свинца, цинка, арсенидами кобальта и никеля, самородными висмутом и серебром, гематитом, флюоритом и др. [228].

Месторождения среди ороговикованных пород геосинклинальных комплексов в экзоконтактах гранитных массивов

В зависимости от состава и строения рудовмещающей толщи среди урановых месторождений второй подгруппы выделяются два структурно-морфологических типа: а) месторождения среди ороговикованных слоистых вулканогенно-осадочных толщ геосинклинальных комплексов и б) месторождения среди ороговикованных песчано-глинистых пород геосинклинальных комплексов.

В месторождениях обоих типов условия локализации урановорудных жил обусловлены закономерным расположением рудовмещающих разрывов относительно позднеорогенных гранитных интрузивов и контролирующих их глубинных тектонических зон, подновленных в предрудное время. В то же время характер распределения жил и рудных тел внутри них определяется совокупностью факторов структурного и литолого-геохимического контроля для месторождений первого типа и главным образом структурными факторами для месторождений второго типа.

Месторождения среди ороговикованных слоистых вулканогенно-осадочных толщ геосинклинальных комплексов. Урановые месторождения этого типа располагаются в краевых частях геоантиклинальных блоков, испытавших устойчивые воздымания в течение собственно геосинклинальных и орогенных стадий развития. Эти блоки сложены кристаллическими породами фундамента (допалеозойские гнейсо-сланцевые комплексы), прорванными крупными массивами позднеорогенных гранитов. В периферических частях воздымавшихся блоков отмечаются участки, в которых образования фундамента нередко перекрыты маломощными менее метаморфизованными толщами неоднородных слоистых пород собственно геосинклинальных стадий. В орогенный период такие участки превратились в инверсионные поднятия, поперечные по отношению к простиранию геоантиклинальных блоков. В этих поднятиях размещены крупные интрузивы позднеорогенных гипабиссальных гранитов, с которыми пространственно тесно связаны урановые месторождения характеризуемого типа. Связь выражается в постоянной приуроченности уранового оруденения к экзоконтактам гранитных массивов и в тяготении урановорудных жил к эродированным куполам гранитов, осложняющим полого погружающуюся кровлю отмеченных интрузивов по их периферии.

Урановые месторождения локализуются в сложных тектонических узлах, образованных глубинными разломами двух направлений, характеризующимися значительным проникновением в земную кору. Разломы одного направления обычно разделяют геоантиклинальные блоки и прогибы. Они сформированы в основном в процессе складчатости, завершившей геосинклинальные стадии развития подвижных зон. Эти разломы представлены сериями сближенных субпараллельных послойных и косо секущих надвигов, выполненных тектоническими продуктами, среди которых иногда локализуются дайки диабазов и лампрофиров, а также отдельные кварцевые жилы. Слоистые толщи пород, заключенные в зонах таких разломов, нередко смяты в узкие сжатые раздавленные линейные складки, а также интенсивно рассланцованы, подвержены микроскладчатости, разлинзованию и тектоническому течению.

Разломы другого направления, принимающие участие в строении рудоносных тектонических узлов, являются сквозными, рассекающими под прямым углом складчатые сооружения геоантиклинальных блоков и прогибов. Они характеризуются длительным развитием на протяжении собственно геосинклинальных и орогенных стадий формирования подвижных областей. В зонах таких разломов выделяется серия сближенных крутопадающих протяженных разрывных нарушений сбросового характера, нередко вмещающих дайки лампрофиров и кварцевых порфиров, и густая сеть сопряженных с ними субпараллельных мелких разрывов, несущих основную массу урановорудных жил. Мелкие разрывы возникли как трещины скалывания, реже отрыва в процессе движений по крупным нарушениям, или образовались во время внедрения гранитных интрузивов и их последующего остывания и проседания кровли. Подавляющее большинство этих разрывов развилось в экзоконтактовых зонах

гранитных интрузивов, причем по мере приближения к кровле гранитов отмечается нарастание их количества и увеличение амплитуд перемещений по ним. В то же время распределение мелких разрывов внутри экзоконтактовых зон неравномерное и изменяется в зависимости от физико-механических свойств пород, подвергшихся контактовым изменениям.

Рудовмещающие породы на месторождениях характеризуемого типа представлены чередованием горизонтов филлитов, углисто-кремнистых, углисто-слюдистых и «зеленых» (альбит-хлорит-актинолитовых и альбит-слюдисто-хлоритовых) сланцев, известняков, кварцитов. В пределах экзоконтактовых зон эти породы подверглись интенсивному контактово-метаморфическому изменению с преобразованием алюмосиликатных разностей в роговики, кордиеритовые и андалузитовые сланцы, зеленых сланцев — в амфиболиты и амфибол-биотит-альбитовые сланцы, известняков — в скарны и скарноиды. Отмеченные превращения существенно повысили хрупкость рудовмещающей среды в целом и увеличили ее способность к трещинообразованию. Этому способствовала также резкая контрастность физико-механических свойств различных типов пород, находящихся в контактовых ореолах. Так, в амфиболитах величина модуля Юнга достигает $8 \cdot 10^5$ кгс/см^2, тогда как в углисто-слюдистых сланцах его значение в 2 раза меньшее.

Урановое оруденение заключено в жилах, образовавшихся главным образом в результате выполнения открытых полостей в крутопадающих мелких разрывах, ориентированных поперек простирания толщ рудовмещающих пород. Основная масса разрывов и приуроченных к ним жил сосредоточена в пределах ороговикованных анизотропных слоистых толщ. Переходя из этих пород в подстилающие однородные филлиты или кварц-слюдяные сланцы, жилы выклиниваются, а разрывы сменяются мелкими складками и флексурными изгибами. Значительно реже урановорудные жилы развиты в послойных нарушениях, где их положение определяется местами пересечения с поперечными рудоносными разрывами.

Урановое оруденение (настуран, реже коффинит) сосредоточено в жилах в виде уплощенных изометричных, реже удлиненных линз, которые обычно сгруппированы в рудные столбы. Положение последних определяется сочетанием структурных и литолого-геохимических факторов. Сущность структурного контроля заключается в приуроченности рудных столбов к местам изгибов рудоносных разрывов в плане и разрезе, разветвлениям отдельных рудовмещающих нарушений и их пересечениям с разрывами других направлений. Важное значение приобретают участки сочленения рудоносных разрывов и крупных послойных нарушений, в которых последние выполняют роль экранов, обусловивших нередко образование выдержанных рудных столбов. Однако решающее значение в локализации оруденения принадлежит литолого-геохимическим особенностям рудовмещающих пород. Характерно, что 90—95% уранового оруденения на месторождениях рассматриваемого типа залегает в слоистой неоднородной по химическому составу толще, в пределах которой основная масса урановой минерализации приурочена к горизонтам пород, богатым железом, кальцием, магнием, серой (в сульфидной форме), органикой. К таким образованиям относятся скарны с вкрапленной сульфидной минерализацией и магнетитом, углисто-кремнистые сланцы с пиритом, амфиболиты с вкрапленностью сульфидов, различные типы хлоритовых сланцев, содержащие пирит, арсенопирит и другие сульфиды. Благоприятны для оруденения также пачки частого переслаивания перечисленных пород со слюдяными сланцами. Залегая среди горизонтов благоприятных пород, урановo-

рудные столбы склоняются в плоскости рудных жил согласно с их падением и выклиниваются при переходе в однородные слюдяные сланцы и кварциты или граниты. При этом изменяется также состав жил с кварц-карбонатного (доломит, анкерит, кальцит) в благоприятных породах на существенно кварцевый в непродуктивных образованиях.

Урановорудные жилы сопровождаются маломощными ореолами метасоматитов, внутренние зоны которых в породах кислого состава представлены кварц-гидрослюдистыми, а в основных породах (скарны, амфиболиты) гидрослюдисто-хлорит-карбонатными образованиями. В упомянутых ореолах развиваются также рудосопровождающие минералы — адуляр, хлорит, гидробиотит, гематит.

Жилы, сложенные ранними кварцевыми, кварц-вольфрамитовыми, кварц-касситеритовыми и кварц-сульфидными ассоциациями, распространены ограниченно. В ряде случаев с ними совмещены урановорудные жилы, жильная масса которых цементирует обломки ранних минеральных ассоциаций.

Вертикальный размах уранового оруденения месторождений весьма значительный.

Месторождения среди ороговикованных песчано-глинистых отложений. Жильные месторождения данного типа по локализации в экзоконтактах гранитоидов и по строению трещинно-жильной сети во многом сходны с охарактеризованными месторождениями первого типа. Однако в отличие от последних они локализуются среди ороговикованных однородных песчано-глинистых отложений нижнего структурного этажа, слабо регионально метаморфизованных. В результате проявления контактового метаморфизма рудовмещающие роговики по степени преобразования и физико-механическим свойствам аналогичны ороговикованным породам из контактового ореола месторождений первого типа, поэтому здесь стирается различие в строении месторождений, расположенных в разных структурных этажах.

Эти месторождения также приурочены к зонам глубинных разломов, которые разграничивают крупные геоантиклинальные блоки, сложенные интенсивно метаморфизованными нижне-среднепротерозойскими породами фундамента, от прилегающих прогибов, заполненных мощными слабо метаморфизованными терригенными отложениями верхнепротерозойского и палеозойского геосинклинальных этажей. Одновременно месторождения располагаются в экзоконтакте варисцийских гранитоидов, положение которых контролируется зонами тех же разломов.

Одно из месторождений рассматриваемого типа залегает среди ороговикованных пород фундамента; здесь по данным А. В. Заварзина, В. И. Малышева и др. [239], песчано-глинистые толщи верхнего протерозоя, несогласно перекрытые обломочными отложениями кембрия, образуют протяженные простые линейные складки, которые вытянуты в продольном северо-восточном направлении и осложнены как в плане, так и в разрезе рядом флексурных перегибов, а также сопряженными со складчатыми сооружениями продольными и поперечными разрывами. Дислоцированные толщи прорваны крупным интрузивным массивом многофазных гранитоидов, вытянутым вдоль разломов и параллельно осям складок. Морфология интрузивных контактов и условия залегания гранитоидов обусловлены крупными разрывными нарушениями и напластованием вмещающих пород. В целом ступенчато-волнистая поверхность контакта круто падает под массив (рис. 1).

Среди разрывных нарушений выделяются крупные крутопадающие продольные разломы, по которым устанавливаются значительные сдвиго-взбросо-

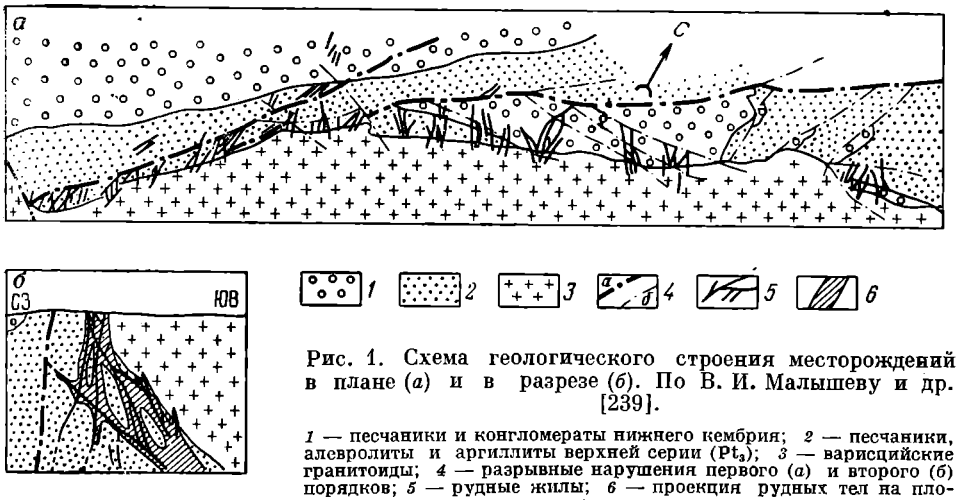


Рис. 1. Схема геологического строения месторождений в плане (*а*) и в разрезе (*б*). По В. И. Малышеву и др. [239].

1 — песчаники и конгломераты нижнего кембрия; *2* — песчаники, алевролиты и аргиллиты верхней серии (Pt_3); *3* — варисцийские гранитоиды; *4* — разрывные нарушения первого (*а*) и второго (*б*) порядков; *5* — рудные жилы; *6* — проекция рудных тел на плоскость разреза

вые или сдвиго-сбросовые перемещения с преобладанием вертикальной составляющей, а также серии поперечных разрывов с меньшими амплитудами. Вблизи продольных разломов развиты сопряженные с ними субпараллельные, диагональные и поперечные более мелкие разрывы, а также трещины скалывания и отрыва. Часть из них заполнена дайками догранитных диабазов и более поздними дайками диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиров, кварцевых порфиров, лампрофиров и других пород. Кроме того, в местах ундуляции осей складчатых сооружений широко развиты поперечные трещины отрыва, а также продольные послойные и другие нарушения, заложенные еще во время складкообразования. По многим из них в процессе минерализации происходили неоднократные подвижки и к ним нередко приурочены рудоносные кварцевые и карбонатные жилы, сформированные в различные этапы и стадии. Урановое оруденение в пределах этих жил развито лишь в участках пересечения разломов разных направлений между собой или с дайками интрузивных пород, а также с крупными дорудными разрывными нарушениями, сопровождаемыми тектонической глинкой.

В процессе минерализации в пределах рудных полей в наиболее ранний этап образовались кварц-золоторудные и кварц-сидерит-сульфидные (с галенитом и сфалеритом) жилы, сопровождаемые березитизацией вмещающих пород. Они проявлены обособленно и локализуются не только в роговиках, но и среди гранитоидов и древних гнейсовых толщ.

Урановосные жилы, сформированные в наиболее поздний этап, в пределах ореолов ороговикованных пород приурочены к самостоятельным трещинам. В отдельных случаях отмечаются сложные жилы, в которых пространственно совмещены урановая и сульфидная минерализация. Урановорудные жилы сложены настураном, реже коффинитом в ассоциации с манган-кальцитом нескольких генераций, изредка доломитом, хлоритом и др., которые отложились в четыре стадии. Послерудная ассоциация кальцита с сульфидами железа, свинца, цинка, меди, иногда с антраксолитом, а также незначительными количествами арсенидов никеля, реже баритом представляет собой самостоятельную стадию и приурочена к тем же урановосным жилам, но развита более широко. Вмещающие породы вблизи жил подвергнуты слабым метасо-

матическим изменениям с развитием гидрослюд, серицита, хлорита, а также интенсивному покраснению (гематитизации).

Распространение уранового оруденения ограничено зоной экзоконтакта гранитоидов, причем локализуется оно в основном среди контактово-метаморфизованных песчано-глинистых толщ фундамента и гораздо реже среди песчано-конгломератовых отложений вышележащего этажа. Лишь отдельные пространственно обособленные мелкие рудные тела отмечаются в гранитоидах. При наличии молодых даек порфиритов и лампрофиров, секущих гранитоиды, урановая минерализация распространяется вдоль их зальбандов. Значительные скопления оруденения сосредоточены под контактами гранитоидов или под пластами межформационных конгломератов и аналогичных пород перекрывающего структурного этажа, которые, очевидно, служили экранирующей поверхностью для рудоносных растворов.

Несмотря на положение месторождений рассматриваемого типа в более нижнем структурном этаже среди других вмещающих пород, структурные условия локализации оруденения в их пределах имеют много общего с таковыми предыдущего типа. Рудные тела в урановосных жилах имеют форму линз и гнезд, обогащенные участки и раздувы жил приурочены к местам искривления их в плане и разрезе, к более крутопадающим их интервалам, а также к участкам пересечения жил различных направлений и развития оперяющих трещин. В более простых по строению приоткрытых трещинах урановая минерализация локализуется независимо от изменений их углов падения, образуя крупные рудные столбы, которые прослеживаются на значительную глубину и имеют склонение, близкое к вертикальному. Оруденение, приуроченное в верхних частях месторождения к системе крутопадающих секущих трещин, с глубиной переходит также и в пологопадающие послойные разрывы.

Месторождения образованы несколькими сближенными жилами, сосредоточенными вблизи крупных разломов или в сводовых частях антиклиналей. Для них характерны структуры «лестничных» жил, которые используют диагональные и поперечные трещины, развитые между продольными разломами. Рудные жилы, проявленные вблизи зон разломов, локализуются в оперяющих их трещинах, в участках изгибов последних по простиранию или падению, а также в местах сочленения их с разломами. Жилы, ориентированные вкрест простирания осей антиклиналей, заполняют трещины отрыва, развитые в сводах складок или на участках их флексурных перегибов. Урановое оруденение в пределах рудоносных жил сосредоточено в основном в местах пересечения ими пиритизированных вмещающих пород. При прослеживании жил в граниты либо в вышележащие породы урановая минерализация выклинивается. В целом оруденение имеет общее склонение, согласное с падением контакта интрузивного массива. На месторождениях характеризуемого типа, расположенных в однородных осадочных толщах, литологический контроль не играет такой существенной роли, как на месторождениях, залегающих среди горизонтов благоприятных пород.

Общий вертикальный размах уранового оруденения месторождений описываемого типа также весьма значителен. В ряде месторождений, где выявлено скрытое оруденение, устанавливается важная роль в ограничении его вверх по восстанию поверхностью несогласия налегающих выше более молодых отложений. Оруденение выклинивается непосредственно под поверхностью несогласия либо, проникая несколько выше ее, распространяется в базальные конгломераты на незначительное расстояние. Известны также случаи выклинивания рудных жил по восстанию среди пород нижнего структурного этажа.

на расстоянии 100—200 м от поверхности этого несогласия, что, по-видимому, обусловлено резким изменением элементов залегания рудоносных трещин.

Выклинивание оруденения на глубину происходит в связи с изменением состава вмещающих пород или смены структурной обстановки (постепенно уменьшается число рудоносных жил и апофиз, сокращается их мощность), а также в связи с переходом единой сосредоточенной трещины в серию мелких рассеянных трещин.

Месторождения среди интенсивно метаморфизованных пород фундамента в экзоконтактах гранитных массивов

Наиболее общей особенностью урановых месторождений третьей подгруппы является их приуроченность к толщам хрупких регионально метаморфизованных кристаллических пород, которые в процессе теплового воздействия интрудировавших их позднеорогенных гранитов подверглись лишь незначительным контактовым преобразованиям. Пространственная близость упомянутых гранитов и уранового оруденения объясняется особенностями развития глубинных разломов, зоны которых оказались наиболее проницаемыми как в период внедрения кислой магмы, так и во время циркуляции урановосных растворов.

В зависимости от характера проявления предрудных тектонических деформаций, предопределивших развитие рудовмещающих разрывов и морфологические особенности связанных с ними урановорудных тел, среди месторождений третьей подгруппы выделяются два типа: а) жильные месторождения, локализованные в разрывах, поперечных к основным складчатым сооружениям, и б) месторождения согласных жильных и штокверковых зон, приуроченных к продольным тектоническим нарушениям.

Жильные месторождения, локализованные в разрывах, поперечных к основным складчатым сооружениям. Урановые месторождения рассматриваемого типа приурочены к жестким консолидированным блокам, которые в собственно геосинклинальный и орогенный этапы развития складчатого пояса существовали как устойчивые интрагеоантиклинальные поднятия или срединные массивы. Отмеченные блоки сложены двуслюдяными гнейсами, гнейсо-сланцами, смятыми в пологие брахиформные складки, и прорваны крупными интрузивами позднеорогенных гранитов.

Урановые месторождения приурочены к узлам пересечения длительно развивавшихся минерализованных разломов двух (или трех) различных направлений. Участки локализации оруденения пространственно совпадают с брахиантиклинальными складками в гнейсо-сланцевой толще. В то же время оруденение тяготеет к невскрытым куполам в кровле крупных, но слабо эродированных интрузивов позднеорогенных гранитов. В пределах тектонических узлов урановорудные жилы приурочены к системам сближенных крутопадающих разрывов, ориентированным поперек слоистости и рассланцевания метаморфических пород. Рудные тела в форме мелких плоских линз, сгруппированных нередко в рудные столбы, контролируются либо структурными факторами — изменениями элементов залегания рудовмещающих разрывов, их расщеплениями и пересечениями с нарушениями других направлений (в однородных породах), — либо комбинацией структурных и литолого-геохимических факторов (в толщах разнозернистых гнейсов, чередующихся с графитсодержащими горизонтами или линзами амфиболитов). В последнем случае оруденение сосредоточено в узких пологих столбах (лентах), субпараллельных залеганию

горизонтов благоприятных пород. На всех месторождениях проявлены более ранние (кварц-касситеритовые или кварц-полиметаллические), а также более поздние (карбонатные и барит-флюоритовые с минерализацией Bi—Co—Ni—Ag) жилы, заключенные в разрывах других направлений либо иногда совмещенные с урановорудными образованиями.

Урановорудные жилы образовались путем выполнения открытых полостей. Они сложены настураном, реже коффинитом, ассоциирующими с кварцем, флюоритом или магнезиальными карбонатами. Характеризуемые жилы нередко заключены в маломощные ореолы кварц-гидрослюдистых метасоматитов.

Месторождения согласных жильных и штокверковых зон, приуроченных к продольным тектоническим нарушениям. В блоках ранней консолидации фундамента рудных провинций фанерозойских складчатых областей среди раннедокембрийских интенсивно метаморфизованных пород — гнейсо-амфиболитовых комплексов особо выделяется структурно-морфологический тип урановых месторождений, обладающих иным строением, а иногда и другим составом руд. Эти месторождения тяготеют к зонам крупных сквозных разломов древнего заложения и длительной истории развития. Большая часть их располагается вблизи крупных массивов гранитоидов или их апофиз, на площади некоторых месторождений развиты лишь небольшие интрузии сиенитов, дайкообразные тела гранитов и аплит-гранитов.

Месторождения этого типа, по данным В. Е. Бойцова, А. В. Заварзина и др. [33], обладают в общем согласной с простиранием вмещающих гнейсовых толщ и складчатых сооружений ориентировкой рудоносных тектонических нарушений, наложенных на древние продольные зоны, которые содержат нередко графит и пирит. Урановое оруденение представлено либо ранним гидрослюдисто-хлорит-коффинит-браннеритовым, либо хлорит-кальцит-настурановым и кальцит-настурановым, нередко с сульфидами, парагенезисами с подчиненным значением локально развитых более молодых доломит-настурановых ассоциаций. Помимо урановорудной выделяются несколько разновозрастных предшествующих (графит-пиритовая, кварц-колчеданная, карбонат-сульфидная) и последующих (кальцит-пиритовая, кварц-цеолитовая и др.) стадий минерализации. Вмещающие породы подвергнуты кварц-хлорит-альбитовому или кварц-серицит-карбонатному (типа березитов?) изменению, а также покраснению (гематитизации).

Рудные тела либо сформированы в результате отложения урановых и сопутствующих жильных и рудных минералов в открытых полостях в виде согласных продольных жил, а также оперяющих их тонких прожилков и штокверковых зон, либо образуют согласные метасоматические залежи тонковкрапленного и прожилково-вкрапленного уранового оруденения. Они имеют форму в общем согласных линз, которые образуют рудные столбы, полого или круто склоняющиеся в пределах рудовмещающих разрывных нарушений в зависимости от их структурно-морфологических особенностей.

Для всей рассматриваемой группы месторождений характерны многоэтапность и многостадийность проявления длительного процесса постмагматического гидротермального минералообразования [77, 231]. В наиболее ранние этапы сформировались скарновые и грейзеновые высокотемпературные формации, а затем среднетемпературные кварц-золоторудные, кварц-сульфидно-свинцово-

цинковые или кварц-флюоритовые жилы. Низкотемпературный урановорудный этап обычно завершает гидротермальный процесс данного металлогенического цикла и, в свою очередь, также подразделяется на несколько стадий минерализации.

Урановорудный этап представлен практически на всех месторождениях кальцит-настурановыми или частично кварц-кальцит-настурановыми жилами. В зависимости от вариаций минерального состава в жилах выделяются три главных минеральных парагенезиса: кварц-коффинит-настурановый, арсенидно-настурановый и кальцит-настурановый, причем последний из них является относительно более молодым, чем первые два.

Главными минералами кварц-коффинит-настуранового парагенезиса являются кварц, настуран и коффинит, местами в значительных количествах встречается флюорит. Из примесей характерны халькопирит, теннантит, галенит, пирит, сфалерит, леллингит, висмутин, айкинит, гематит, в редких случаях отмечались арсениды кобальта и никеля. Жилы, сложенные данным парагенезисом, обычно имеют симметрично-крустификационное строение (рис. 2 и 3).

Арсенидно-настурановый парагенезис по сравнению с другими распространен более локально. Главные минералы его представлены кварцем, настураном, коффинитом, никелевыми и кобальтовыми арсенидами, леллингитом. Среди примесей отмечаются самородные серебро и висмут, анкерит и флюорит. Характерна ассоциация кобальтовых руд с самородным висмутом, никелевых руд с самородным серебром, коффинитом и настураном. Жилы, сложенные данным парагенезисом, часто имеют крустификационно-зональное строение. Арсениды образуют массивные агрегаты никелин-хлоантитового состава, обычно с преобладанием последнего. Настуран и коффинит в виде кристаллических, сферолитовых или массивных скоплений развиваются по зонам роста кварца, хлоантита и никелина.

Температура гомогенизации газово-жидких включений в кварце этих двух парагенезисов 180—150° С.

Кальцит-настурановый парагенезис является наиболее важным и распространенным на всех урановых месторождениях описываемой группы. Он представлен кальцитом в ассоциации с настураном и, как правило, сопровождается небольшой примесью гематита в виде дисперсных образований или спекулярита, а также незначительным количеством сульфидов. Весьма характерно зональное последовательное, иногда ритмичное выделение кальцита и настурана (рис. 4 и 5); настуран и гематит, как правило, пространственно разобщены. Сульфиды залечивают трещинки в настуране, приурочены к ограничениям его сферолитов выделяются по зонам роста агрегатов настурана и кальцита. Температура гомогенизации включений в кальците 150—100° С [208, 209].

Послерудные стадии или этапы на многих месторождениях обычно представлены мощными и протяженными жилами карбонатов, а также иногда более поздних барита и флюорита. Среди карбонатов преобладает доломит, реже встречаются паранкерит и анкерит, подчиненное значение имеют сидерит и кальцит, причем их выделение происходило в той же последовательности. Жилы этих карбонатов в основном являются безрудными, лишь в доломите отмечаются мелкие рассеянные включения гематита, а в других железо-магнезиальных карбонатах — вкрапленность халькопирита или теннантита. Кроме того, при наложении на жилы ранних этапов и стадий происходит интенсивное замещение, переотложение и разубоживание многих рудных минералов

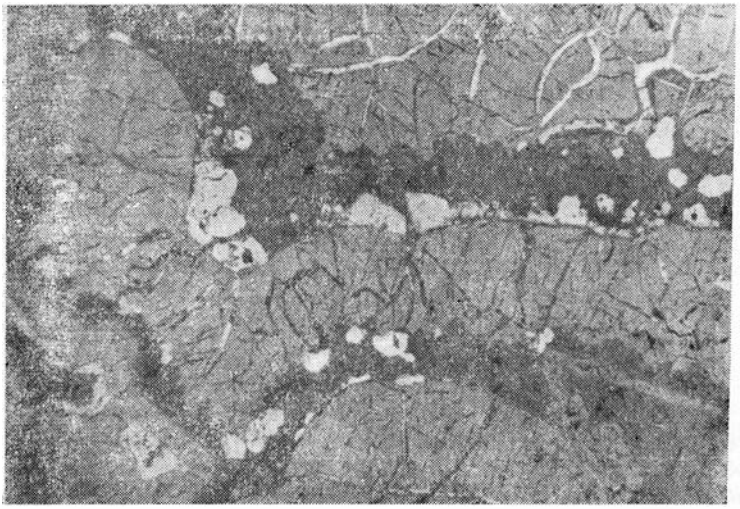


Рис. 2. Последовательное ритмичное отложение кварца (темно-серый) и настурана (серый). Белое — пирит. Аншлиф. Ув. 20

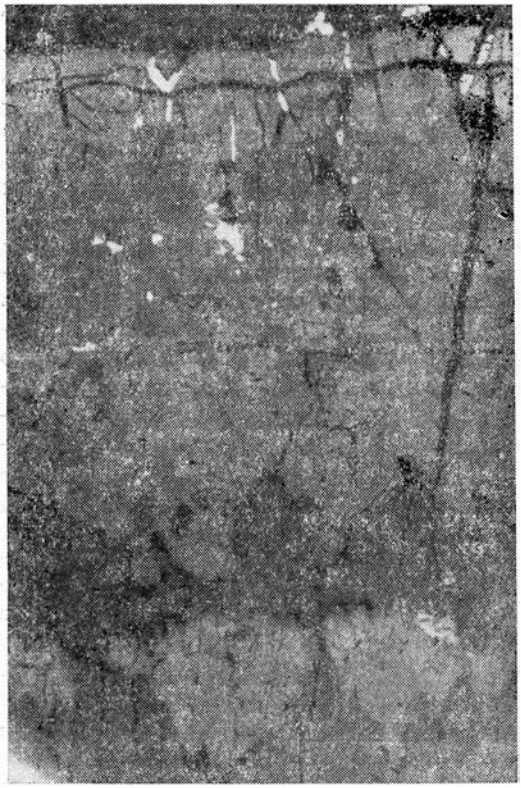


Рис. 3. Кварц (темно-серый)-настуран (светло-серый)-коффинитовый (серый) агрегат. Белое — сульфиды. Аншлиф. Ув. 50



Рис. 4. Кальцит-настурановый зональный агрегат. Аншлиф. Ув. 25

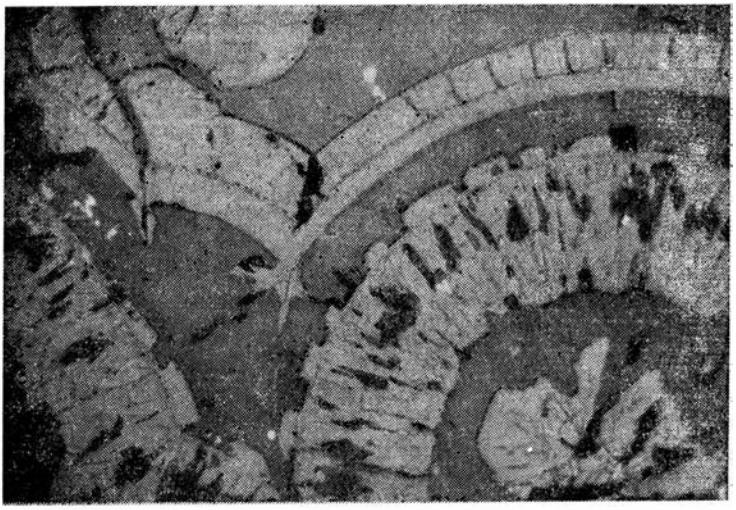


Рис. 5. Структура совместного одновременного роста кальцита (серый) и настурана (светло-серый). Аншлиф. Ув. 25

с образованием настурана новых генераций, а также сурьмяных и мышьяковых сульфосолей серебра, свинца и меди, иногда селенидов этих элементов и др. Температура гомогенизации газово-жидких включений в различных карбонатах послерудных стадий (этапов) снижается до 120—70° С.

Метасоматические изменения вмещающих пород вблизи кальцит-настурановых жил проявлены незначительно. Среди новообразований устанавливается развитие кварца, гидрослюд, серицита, хлорита, карбоната, а также гематита. Вблизи послерудных карбонатных, баритовых и флюоритовых жил отмечается изменение пород типа гидротермальной аргиллизации.

Группа 2

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕПРЕССИЯХ И ВУЛКАНИЧЕСКИХ КУПОЛАХ ОРОГЕННОГО ЯРУСА

Месторождения группы детально изучены советскими геологами. Первой публикацией, специально посвященной этим месторождениям, была статья Н. П. Лаверова, Б. Л. Рыбалова, Л. В. Хорошилова [166], в которой охарактеризованы примеры урановых месторождений, приуроченных к жерловым фациям и субвулканическим интрузивам. Отдельные сведения о месторождениях урана, связанных с континентальными вулканогенными образованиями, содержались и в более ранних работах Д. Я. Суражского [293, 294], Л. И. Лукина, Е. П. Сонюшкина [177], Ф. И. Вольфсона, И. П. Кушнарева, Л. И. Лукина и др. [212], А. С. Семенова [271, 272], В. Н. Котляра [139, 141] и др.

В 1966 г. коллектив авторов под руководством А. Б. Каждана и Н. П. Лаверова подготовил монографию, в которой данные месторождения были выделены в качестве особой уран-молибденовой рудной формации * [53]. Немалое внимание уран-молибденовым месторождениям было уделено также в книгах «Геология гидротермальных урановых месторождений» [51] и «Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений» [52].

В перечисленных публикациях были изложены и систематизированы основные данные, полученные большим коллективом геологов, изучавших эту группу месторождений. Уран-молибденовые месторождения были подразделены на три типа: 1) прожилково-вкрапленные, связанные с корневыми частями кислых субвулканических интрузивов, 2) штокверковые в субвулканических кислых интрузивах, 3) трещинно-жильные, приуроченные к кислым эффузивно-пирокластическим породам. Позднее кроме перечисленных предложено выделить также месторождения в слоистых вулканогенно-осадочных толщах, перекрывающих куполовидные палеовулканы [269], и месторождения, приуроченные к поясам региональных и субвулканических даек [301]. Более подробная систематика месторождений молибден-урановой рудной формации была разработана П. Д. Яковлевым [352], разделившим их на шесть типов и серию подтипов, различающихся структурными условиями локализации оруденения.

Продолжая систематизацию материалов по описываемой группе месторождений, Н. П. Лаверов в книге «Условия образования месторождений урана в вулканических депрессиях» [316] сформулировал необходимость выделения единого типа месторождений в слоистых толщах вулканических депрессий, имеющих важное промышленное значение. Анализ литературных данных, а также дополнительное изучение особенностей геологии уран-молибденовых месторождений, располагающихся среди образований собственно орогенного яруса, показывают, что по геологическому строению рудоносных площадей и условиям локализации оруденения наиболее правильно их разделять лишь на два типа или две подгруппы: месторождения в слоистых толщах вулканогенных депрессий и месторождения в массивных породах вулканических жерл и субвулканических интрузивов. Выделение дополнительных групп месторождений представляется нецелесообразным из-за отсутствия существенных различий между ними.

Уран-молибденовые месторождения приурочены к полям развития континентальных вулканических образований липаритовой формации [158],

* К уран-молибденовой рудной формации относятся месторождения второй и третьей групп по предлагаемой здесь систематике урановых месторождений. — *Прим. ред.*

формирующихся в орогенный период развития складчатых областей. Месторождения образуются после завершения магматической деятельности, включая поверхностный вулканизм, внедрение субвулканических и гипабиссальных интрузивов, а также формирование поздних региональных дайковых поясов. Процессу рудоотложения предшествуют интенсивные изменения вмещающих пород. Они выражены в альбитизации, березитизации или аргиллизации и накладываются, как правило, на более ранние изменения, непосредственно связанные с фумарольно-сольфатарной деятельностью периода активного вулканизма.

Для всех месторождений рассматриваемой группы, так же как и для большинства месторождений следующей, третьей группы, общей характерной чертой является состав руд. Урану в них постоянно сопутствует молибден, содержание которого на ряде месторождений достигает промышленных значений.

Геологическое строение рудных полей и основные структурные факторы, определяющие положение месторождений

Рассматриваемые урановые рудные поля размещаются в различных по геологическому строению и истории формирования вулкано-тектонических структурах, характерных для орогенных комплексов складчатых поясов. Чаще всего урановосными являются крупные (несколько сот квадратных километров) замкнутые наложенные депрессии, представляющие собой кальдеры проседания, либо вулкано-купольные структуры. Отдельные рудные поля находятся также и среди вулканических образований, выполняющих очень крупные бескальдерные остаточные депрессии неправильных очертаний.

Рудные поля занимают обычно лишь часть вулканических сооружений и приурочены к отдельным их участкам, блокам, характеризующимся индивидуальными особенностями геологического строения [100].

В кальдерных депрессиях контуры рудных полей обычно совпадают с геологическими границами крупных внутрикальдерных блоков, формировавшихся в течение длительного периода и имеюших сложное геологическое строение. История развития таких депрессий завершается проседанием внутренней части кальдеры, ограниченной дуговидными и полукольцевыми разломами [230, 53, 302, 316, 210]. Такие рудоносные блоки сложены стратифицированными пологозалегающими вулканогенными породами преимущественно кислого состава. Андезито-дациты и их обломочные разности чаще всего формируются в начале вулканической деятельности и слагают нижние части разреза рудоносных блоков. Вулканогенно-осадочные отложения рудных полей отчетливо разделяются на ряд толщ. В их основании обычно наблюдаются маломощные горизонты конгломератов, туфогенных песчаников и туффитов. Характерной особенностью разрезов рассматриваемых рудных полей является исключительно широкое развитие игнимбритов и спекшихся туфов. Лавовые разности вулканитов слагают силлы, лакколитообразные тела и субвулканические интрузивы дайко- и штокообразной формы и редко непротяженные потоки на склонах купольных структур.

Несмотря на достаточно длительный период формирования, вулканогенно-осадочные отложения рудных полей имеют небольшую мощность (1000—1500 м). Они залегают на неровной поверхности пород фундамента, и их фациальный состав и мощность в значительной мере зависят от особенностей его строения. В тех участках блоков, где фундамент сложен, например, метаморфическими сланцами, роговиками, рассеченными зонами крупных разломов,

вулканогенно-осадочные отложения обычно имеют максимальные мощности, представлены всеми толщами и горизонтами стратиграфического разреза. Здесь более широко, чем на смежных гранитоидных поднятиях, развиты фации обломочных пород.

Вулканогенно-осадочные отложения залегают почти горизонтально на большей части блоков. Наиболее крутые углы падения пород наблюдаются лишь в пределах вулканических центров, на участках погребенных неровностей рельефа и в узких краевых зонах, вблизи кальдерных дуговидных разломов, где они достигают 90°.

Вулканические породы рассматриваемых рудных полей формируются после становления крупных батолитоподобных интрузивов. Они прорываются лишь поздними гипабиссальными интрузивами кислых и субщелочных пород и послевулканическими дайками кислого и основного состава. Эти интрузивы приурочены к зонам глубинных разломов и образуют пояса, прослеживающиеся на десятки и сотни километров.

Важными элементами строения рассматриваемых рудных полей являются тектонические разломы. Среди них по особенностям проявления и значению выделяется несколько групп. Наиболее крупными являются линейные сквозные разломы, отчетливо выраженные во всех частях геологического разреза. Они прослеживаются на десятки километров и оказывают большое влияние на размещение и строение вулкано-тектонических депрессий. Эти разломы характеризуются длительной историей развития и нередко являются фактическими границами распространения вулканогенных образований. Вторая важная группа — это дуговидные кальдерные сквозные разломы, ограничивающие депрессии или их отдельные внутрикальдерные блоки [165, 302, 210]. Кальдерные разломы представлены зонами дробления, по которым происходило проседание основания депрессий со значительными (несколько сот метров) вертикальными амплитудами. Вблизи кальдерных разломов выделяются узкие приразломные рвы, заполненные своеобразными фациями вулканогенно-осадочных пород. Дуговидные кальдерные разломы сопровождаются дайками и штоками субвулканических интрузивов, вулканическими некками и экструзивными куполами.

Следующую группу крупных разломов рудных полей составляют так называемые скрытые рудоконтролирующие разломы. Они хорошо проявлены лишь в складчатом фундаменте, под покровами вулканогенно-осадочных отложений. По ним не наблюдается значительных смещений пород. В вулканогенных образованиях, заполняющих депрессии, эти разломы представлены зонами мелких трещин, поясами поздних даек, отдельными субвулканическими интрузивами и гидротермальными жилами.

Кроме отмеченных наиболее крупных крутопадающих разломов в рудных полях картируются протяженные пологие разрывы и отдельные более мелкие крутопадающие швы, также влияющие на размещение уранового оруденения.

В рудных полях, связанных с кальдерными депрессиями, известны месторождения во внутренних частях депрессий, располагающиеся над зонами скрытых разломов фундамента, а также приуроченные к краевым кальдерным разломам.

Среди месторождений внутренних частей депрессий преобладают месторождения первой подгруппы (в слоистых толщах вулканических депрессий). Они располагаются на участках, характеризующихся специфическими особенностями геологического строения как фундамента, так и перекрывающих его рудовмещающих вулканогенно-осадочных пород и рудоконтролирующих раз-

рывных нарушений. По сравнению с безрудными участками фундамент месторождений обычно представлен более хрупкими гранитоидами и метаморфическими породами. Они нередко образуют локальные куполовидные или удлиненные валообразные поднятия, сопровождающиеся разломами. Фундамент здесь рассечен скрытыми продольными и поперечными разрывными нарушениями, которые проявлены неотчетливо в верхних частях разреза вулканитов, но контролируют размещение корневых частей субвулканических интрузивов, поздних дайковых поясов и гидротермального оруденения.

Над выступами фундамента наблюдаются сокращенные мощности ранних эффузивов основного состава и толщ осадочных пород; горизонты брекчий, игнимбритов и спекшихся туфов липаритов чередуются с плотными липаритами и липарит-порфирами, играющими роль экранов; вулканиты образуют купольные структуры, некки и субвулканические интрузивы. В пределах этих месторождений очень широко развиты пологопадающие разрывные нарушения, определяющие нередко многоярусное расположение урановорудных тел, обычно характеризующихся лентообразной формой.

Месторождения, связанные с дуговидными кальдерными разломами, представлены исключительно месторождениями второй подгруппы (в массивных породах вулканических жерл и субвулканических интрузивов). Они чаще приурочены к участкам пересечения кальдерных разломов крупными поперечными разрывными нарушениями. Геологическая позиция этих месторождений во многом сходна с позицией месторождений в кольцевых вулкано-купольных структурах, которые обычно размещаются в периферических частях этих вулканических построек и также приурочены к зонам долгоживущих кольцевых разломов. Рудные поля имеют форму относительно неширокихизогнутых полос, прослеживающихся в соответствии с положением кольцевых разломов.

Периферические зоны рудоносных вулкано-купольных структур характеризуются сложным геологическим строением и формировались в процессе многократного внедрения кислых магматических расплавов [214, 230, 91, 210].

Вулканиты, принадлежащие разновременным фазам, имеют сходный внешний облик и близкий петрохимический состав. Породы ранних фаз образуют нередко крупные (несколько сот квадратных километров) лакколитообразные интрузивы овальной формы с отчетливым симметричным строением. Центральные их части слагают относительно хорошо раскристаллизованные липаритовые порфиры, которые к краям (в разрезе и в плане) постепенно сменяются стекловатыми разностями. Крайние периферические зоны их представлены кластолавами и флюидальными лавобрекчиями. В своде куполов липарит-порфиры ранних фаз иногда имеют значительную мощность (до 2000 м). Корневые зоны куполов размещаются вдоль кольцевых и пересекающих их крупных линейных разломов нескольких направлений. Вдоль них располагаются также и более поздние грибообразные субвулканические интрузивы липарит-порфиров и завершающие развитие магматизма штоки и кольцевые дайки липарит-порфиров и сиенит-порфиров.

Наиболее важным элементом структуры урановых рудных полей в краевых зонах вулкано-куполов являются кольцевые разломы. Они представляют собой замкнутый пояс дуговидных разрывов, среди которых выделяются внутренние кольцевые разломы, ограничивающие вулканический купол, и внешние, развитые в фундаменте. И те, и другие разломы возникли в процессе роста вулканического купола. В завершающие фазы его развития по внутренним разломам произошло незначительное проседание внутрикольцевого блока.

Чаще всего кольцевые разломы круто падают к центру куполов, но на отдельных интервалах наблюдаются вертикальные и обратные падения.

Поздние субвулканические интрузивы и связанные с ними урановые месторождения размещаются на участках пересечения кольцевых разломов крупными поперечными разрывными нарушениями. Рудовмещающие интрузивы имеют различную форму и внутреннее строение. Одни из них представлены небольшими (первые километры) грибообразными телами, другие — крупными дайкообразными интрузивами, прослеживающимися вдоль кольцевых разломов на десятки километров.

Форма рудовмещающих интрузивов с глубиной изменяется. Пологие верхние части лакколитообразных тел на определенной глубине переходят в крутопадающие штоки и дайки. В крупных дайкообразных интрузивах сверху вниз обычно уменьшается мощность, исчезают резкие локальные изгибы контактов, играющие важную роль в локализации оруденения.

В краевых частях рудоносных вулкано-купольных структур широко развиты пологопадающие тектонические разрывы. Среди них выделяются крупные межформационные разломы, заложенные до формирования рудовмещающих субвулканических интрузивов, достаточно крупные более поздние пологие зоны разрывов, развивающиеся по границам пород разновременных фаз, и мелкие пологие трещины, осложняющие строение блоков, заключенных между крупными пологими разрывами.

Основные пологие разрывные нарушения выражены достаточно мощными глинистыми швами, зонами милонитов. Нередко вдоль них развиты силлообразные залежи вулканических пород и поздние пологие дайки. Строение пологих разрывов и их влияние на локализацию оруденения подробно разобраны А. А. Запорожцем и др. [221]. Известны примеры урановых месторождений, располагающихся выше, ниже или непосредственно в самой зоне крупного пологого разлома.

Среди урановых месторождений, приуроченных к краевым частям кольцевых вулкано-купольных структур, по геологическому положению, строению и условиям локализации оруденения могут быть выделены месторождения: 1) размещающиеся непосредственно в кольцевых разломах, 2) приуроченные к участкам пересечения кольцевых разломов с поперечными линейными разрывами и 3) тяготеющие к зонам поперечных разломов.

Положение урановых месторождений в бескальдерных остаточных депрессиях определяется по существу теми же особенностями геологического строения депрессий, которые были охарактеризованы выше. Необходимо лишь подчеркнуть, что из-за широкого развития поздних покровов вулканогенно-осадочных пород выявление наиболее важных рудоконтролирующих структур (скрытых разломов) в таких районах вызывает большую трудность. Границы локальных прогибов и купольных структур здесь обычно неотчетливые. Месторождения, так же как и в уже разобранных случаях, приурочены к участкам пересечения и сопряжения скрытых разломов, палеовулканическим аппаратам, экструзивным куполам и поздним дайковым поясам [314, 269, 301, 138].

Структура месторождений, рудовмещающие породы, их роль в локализации оруденения

Как уже отмечалось, характеризуемые уран-молибденовые месторождения по геологическому строению целесообразно разделять на две подгруппы: месторождения в слоистых толщах вулканогенных депрессий и месторождения в массивных породах субвулканических интрузивов и вулканических жерл.

Геологическая структура и условия локализации оруденения месторождений первой подгруппы в значительной мере зависят от литологических особенностей пород, слагающих рудоносные блоки депрессий, их физико-механических и химических свойств в сочетании с локальными особенностями проявления разрывных нарушений. Это может быть проиллюстрировано на примере двух детально изученных месторождений.

Одно из них подробно охарактеризовано Н. П. Лаверовым и др. [165, 51, 164, 316, 302, 210]. Оно располагается в толще позднепалеозойских вулканогенных пород кислого состава, заполняющих кальдерную депрессию. Рудовмещающие вулканиты представлены игнимбритами, туфами и туфобрекчиями липаритов, которые чередуются в разрезе с горизонтами и линзами туффитов, туфогенных песчаников, агломератов и липаритов (рис. 6, *а*).

Детальные исследования физико-механических свойств пород разреза показывают, что они четко подразделяются на две основные группы. К первой из них относятся в основном пирокластические породы, имеющие большую эффективную пористость (более 10%), высокую проницаемость (более 0,05 мД), пониженную прочность на сжатие (менее 2000 кгс/см^2), модуль упругости менее $5 \cdot 10^5$ кгс/см^2, коэффициент Пуассона менее 0,2, а ко второй — плотные малопроницаемые игнимбриты, липариты и андезиты, характеризующиеся высокими прочностными свойствами и низкой пористостью.

Первая группа пород оказывается не только более проницаемой для гидротермальных растворов, но и благоприятной для возникновения мелких трещин, вдоль которых развились жильные зоны и линейные штокверки (см. рис. 6, *а*, *б*, *в*). Участки максимального развития мелких рудовмещающих трещин располагаются над поздними дайкообразными субвулканическими интрузивами липаритов, которые являются одним из важных элементов строения зоны скрытого рудоконтролирующего разлома фундамента. В гранитоидном фундаменте этот разлом проявлен более отчетливо. Он фиксируется по многочисленным разновозрастным дайкам и тектоническим швам, прослеживающимся преимущественно вдоль контактов даек. Существенное влияние на размещение урановых руд оказывают горизонты песчаников, туффитов и агломератов, содержащих органическое вещество, а также пологие разрывные нарушения.

Перечисленные факторы обусловливают характерные особенности проявления рудовмещающих трещинных зон и развития оруденения. В частности, они определяют многоярусное его расположение и закономерную изменчивость с глубиной. Зоны трещин и оруденение развиваются главным образом в горизонтах с благоприятными физико-механическими свойствами. С глубиной, при приближении к фундаменту, где отчетливее выражен скрытый разлом и пологие нарушения, площадь рудных тел возрастает, и они приобретают лентообразную форму (см. рис. 6, *б*, *в*).

Верхней границей распространения оруденения служат силлообразный интрузив плотных липаритов и мощный пологий разлом, развитый в его основании, а нижней — толща эффузивов среднего состава и интенсивно проявленные нижние пологие разрывные нарушения. На продольном разрезе месторождения хорошо видно, что оруденение развивается над локальным поднятием гранитоидов фундамента, в зоне распространения поперечных разрывов (см. рис. 6, *г*).

Другой пример месторождения, приуроченного к слоистым толщам вулканогенно-осадочных пород, описан Б. М. Сельцовым [269]. На этом месторождении рудовмещающие вулканиты участвуют в строении куполовидного

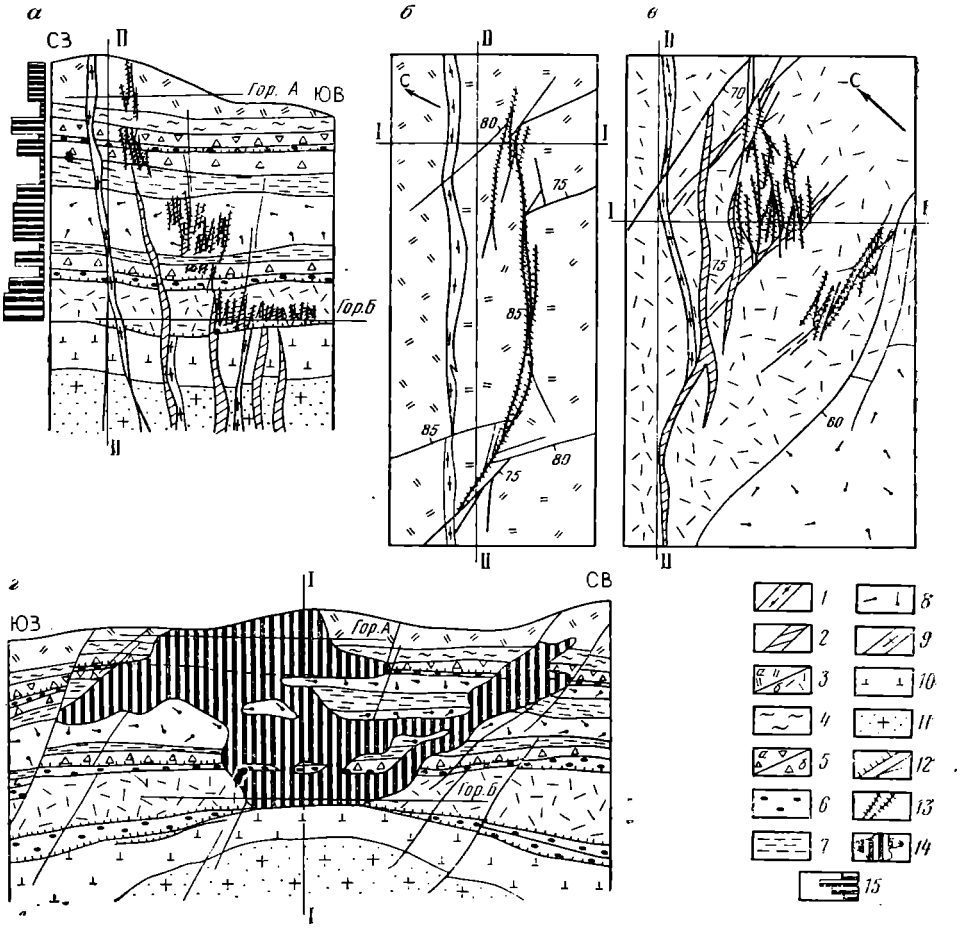


Рис. 6. Схема геологического строения уран-молибденового месторождения первой подгруппы:

а — поперечный геологический разрез (по линии I—I), *б* — план горизонта А, *в* — план горизонта Б, *г* — продольный геологический разрез (по линии II—II).
1 — послевулканические дайки липарит-порфиров и гранит-порфиров регионального распространения; *2* — поздние субвулканические дайки фельзитов и лавобрекчий; *3* — спекшиеся туфы (*а*) и игнимбриты (*б*) фельзитов, кварцевых порфиров; *4* — флюидальные и сферолитовые липариты; *5* — брекчии фельзитов (*а*) и кварцевых порфиров (*б*); *6* — туфопесчаники, туффиты, агломераты; *7* — полосчатые и сферолитовые игнимбриты липаритовых порфиров; *8* — туфы липарит-порфиров; *9* — ранние дайки андезит-дацитов, гранодиорит-порфиров; *10* — андезито-дациты и их брекчии; *11* — позднекаледонские граниты фундамента; *12* — тектонические разрывы; *13* — рудовмещающие трещины; *14* — проекция распространения уранового оруденения на вертикальную плоскость; *15* — количество металла в условных величинах на 1 м мощности пород

палеовулкана, располагающегося в пределах бескальдерной остаточной депрессии. Структура месторождения достаточно проста, промышленные рудные тела приурочены к горизонту спекшихся туфов, оказавшихся по физико-механическим свойствам наиболее благоприятными для локализации оруденения. Разрез слоистой вулканогенно-осадочной толщи, перекрывающей более древний купол липаритовых порфиров, является резко анизотропным и содержит больше осадочных пород и лав андезитового состава, чем в первом случае.

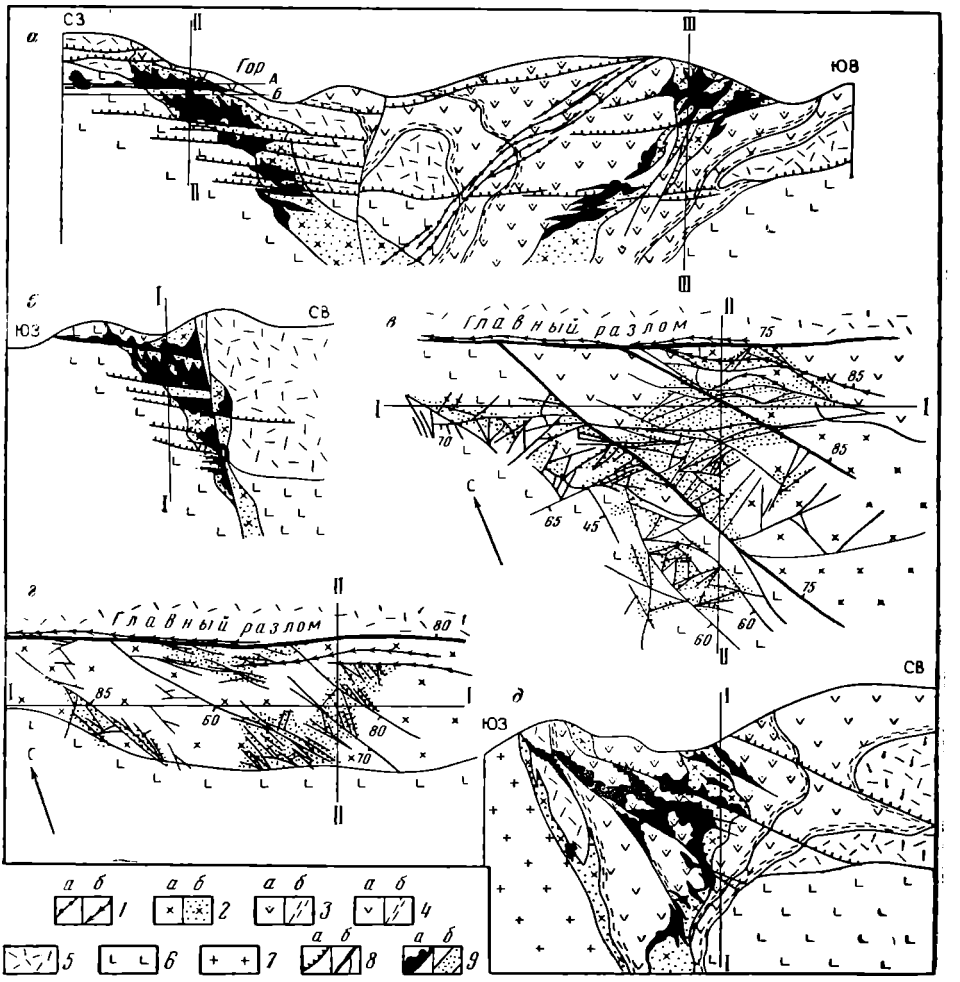


Рис. 7. Схема геологического строения рудного поля уран-молибденовых месторождений второй подгруппы:

а — продольный геологический разрез рудного поля (по линии I—I), *б* — поперечный геологический разрез (по линии II—II) Первого месторождения, *в* — план горизонта А Первого месторождения, *г* — план горизонта Б Первого месторождения, *д* — поперечный геологический разрез (по линии III—III) Второго месторождения.

1 — послевулканические дайки липарит-порфиров (*а*) и диабазов (*б*); *2* — поздние гипабиссальные интрузивы гранит-порфиров (*а*) и граносиенит-порфиров (*б*); *3* — поздние субвулканические интрузивы липарит-порфиров (*а*) и флюидальных порфиров (*б*); *4* — ранние субвулканические интрузивы липаритов их брекчий (*а*) и флюидальных кластолав (*б*); *5—6* — вмещающие породы: *5* — туфы, игнимбриты липаритов и туфогенные песчаники, *6* — андезито-дациты и их туфы; *7* — раннепалеозойские гранитоиды фундамента; *8* — пологие (*а*) и крутопадающие (*б*) разрывы; *9* — урановое оруденение

Рудовмещающий горизонт спекшихся туфов отличается от всех других пород разреза более высокой эффективной пористостью (3,2% при 1—2% для песчаников, конгломератов, лав липаритов и андезитов) и меньшими значениями прочностных характеристик пород. Вследствие этого породы горизонта обладают высокой микротрещиноватостью, обусловившей развитие прожилково-вкрапленного оруденения.

Оруденение локализуется в породах благоприятного горизонта, перекрывающего пачку сероцветных песчаников, и тяготеет к рудоподводящим крутопадающим разрывным нарушениям. Наиболее богатые руды выявлены в породах того же горизонта в пределах структурной ловушки между крутопадающим рудоподводящим и пологим экранирующим нарушениями. В других породах на месторождении известны лишь одиночные маломощные рудные жилы в крутопадающих нарушениях, не представляющие практической ценности.

Этот пример, как нам представляется, наглядно показывает исключительно важное значение пород с благоприятными физико-механическими свойствами для локализации оруденения на месторождениях данного типа. Оруденение не развивается ни в аналогичных по составу липаритах подстилающего купола, ни в андезитах и песчаниках. Оно локализовалось лишь в породах горизонта спекшихся туфов, характеризующихся наибольшей пористостью и микротрещиноватостью.

Геологическая структура и условия локализации уранового оруденения месторождений второй подгруппы в значительной мере определяются формой рудовмещающих жерловых и субвулканических тел, их внутренним строением и специфическими особенностями проявления в них разрывных нарушений [166, 51, 214, 138, 200, 170, 180, 287, 288, 314, 91]. Существенное влияние на структуры этих месторождений оказывают также свойства и условия залегания пород, вмещающих рудоносные субвулканические интрузивы и вулканические жерла. Последние располагаются чаще всего в слоистых толщах вулканогенно-осадочных пород, слагающих депрессии, но известны и в древних образованиях фундамента этих депрессий (этот случай будет разобран при описании месторождений третьей группы).

Рудовмещающие субвулканические и жерловые фации обычно приурочены к участкам пересечения и сопряжения крупных сквозных разломов, определяющих многие особенности структуры рудных полей и месторождений. Различия в физико-механических свойствах хрупких пород некков и субвулканических интрузивов и, как правило, более пластичных слоистых толщ вулканогенно-осадочных пород обусловливают повышенную раздробленность первых (рис. 7). В субвулканических интрузивах и некках, имеющих простое внутреннее строение, урановое оруденение наиболее интенсивно развивается обычно в краевых зонах и на участках наиболее отчетливо проявленных изгибов их контактов (см. рис. 7, *а*, *б*). В интрузивах, сложенных разными по составу, текстурно-структурным особенностям и физико-механическим свойствам породами, на локализацию оруденения большое влияние оказывают зоны контактов различных пород (см. рис. 7, *д*). Морфология и внутреннее строение рудных тел во многом зависят от положения их относительно крупных пологих разрывных нарушений.

Субвулканические интрузивы и вулканические жерла, располагающиеся в зонах скрытых разломов, как правило, слабо раздроблены и сами оруденения не содержат [302]. Оно концентрируется во вмещающих их слоистых вулканогенно-осадочных породах. Этот случай был разобран при характеристике месторождений первой подгруппы.

Форма и строение рудных тел

Рудные тела рассматриваемых уран-молибденовых месторождений имеют разнообразную форму и неодинаковое внутреннее строение. Даже в пределах одного месторождения обычно наблюдается несколько типов рудных тел,

существенно отличающихся по морфологии и строению. Детальное изучение урановых месторождений описываемой группы, вскрытых на большую глубину, показывает, что форма и строение рудных тел определяются многими факторами. Основную роль, прежде всего, играет структурно-морфологический — тип самого месторождения (первая и вторая подгруппы), существенное значение имеют также позиция рудных тел по отношению к различным тектоническим элементам и особенности процессов рудообразования.

Можно также говорить и о некоторых общих для разных структурных типов месторождений тенденциях в изменении формы и строения рудных тел с глубиной, на флангах и при приближении к крупным разломам.

Для месторождений, залегающих в слоистых толщах вулканогенно-осадочных пород, характерны рудные тела жильной, жилообразной и лентообразной формы с относительно простым внутренним строением (см. рис. 6, *а*, *б*, *в*). В верхней части месторождений обычно развиты маломощные (десятки сантиметров — первые метры), но достаточно протяженные жилы или жильные зоны, представленные группой пространственно сближенных субпараллельных жил. Они имеют почти одинаковые размеры по простиранию и падению. С глубиной размеры отдельных жил уменьшаются, а число их резко возрастает. В связи с этим мощность рудоносных зон становится соизмеримой с их протяжением по простиранию, а в разрезе они приобретают уплощенную, лентообразную форму. Рудные жилы и прожилки развиваются преимущественно в горизонтах благоприятных вулканогенно-осадочных пород, и по падению и восстанию практически не распространяются за пределы таких горизонтов. Кроме того, с глубиной возрастает значение вкрапленных руд, сопровождающих жильные зоны. Мощность рудных тел определяется шириной зоны развития продольных и диагональных разрывов; по простиранию они ограничиваются поперечными разрывными нарушениями, а в разрезе — пологими зонами дробления и контактами неблагоприятных пород (см. рис. 6). Внутреннее строение рудных тел достаточно сложное, но оруденение развивается преимущественно вдоль основных продольных разрывов и образует линейный штокверк.

На флангах месторождений рудные тела характеризуются обычно более простым строением: уменьшается число рудовмещающих трещин, возрастает расстояние между ними. Если же распространение оруденения ограничивается крупными поперечными разрывными нарушениями, интрузивами и вулканическими некками, строение рудных тел усложняется. Появляются рудовмещающие разрывы новых направлений, элементы залегания которых находятся в прямой зависимости от пространственного положения ограничивающих оруденение плоскостей разрывов или поверхностей интрузивов. Существенно изменяется и форма рудных тел, в большинстве случаев увеличивается их мощность. Участки распространения оруденения приобретают Т-образную, серповидную и другие более сложные формы.

Как уже отмечалось, особенности размещения уранового оруденения месторождений, связанных с субвулканическими и жерловыми фациями, в значительной мере определяются формой и внутренним строением рудовмещающих вулканических тел, а также особенностями проявления разрывных нарушений. На месторождениях в вулканических некках рудные тела контролируются приконтактовыми зонами, отдельными крутопадающими разрывными нарушениями и участками их сочленения. Рудные тела имеют чаще всего неправильную форму и сложное строение [51, 91, 138, 200].

На месторождениях в сложных субвулканических интрузивах форма и строение рудных тел в значительной мере зависят от положения их относительно

пологих разрывных нарушений. Вблизи рудоконтролирующих пологих разрывов оруденение образует пластообразные залежи неправильной формы, в плане имеющие сложное штокверковое внутреннее строение (см. рис. 7, *в*, *г*). В пределах этих тел развиты многочисленные мелкие трещины нескольких систем, несущих оруденение. Большая их часть ориентирована почти параллельно основным разрывным нарушениям месторождений. Широко проявлены также диагональные трещины и пологие рудовмещающие разрывы.

На горизонтах месторождений, расположенных дальше от основных рудоконтролирующих пологих разломов, плотность рудовмещающих трещин значительно снижается, преобладают более протяженные и мощные разрывы, рудные тела повторяют строение линейно вытянутых трещинных зон. Мощность их меньше по сравнению с мощностью рудного штокверка, расположенного вблизи пологих разрывных нарушений.

Самые удаленные от пологих разломов рудные тела имеют нередко форму жил и характеризуются достаточно простым строением. В тех случаях, когда субвулканические интрузии и вулканические жерла сложены различными вулканическими породами, в которых относительно слабо проявлены пологие нарушения, рудные тела имеют форму столбов, труб и конусов, прослеживающихся нередко на значительную глубину вдоль отдельных фаций пород.

Минеральный состав руд, парагенезисы, стадийность, околорудные изменения

Месторождения рассматриваемой группы характеризуются развитием как метасоматических, так и жильных образований различных стадий. Жильные образования, в том числе и урановорудные, как правило, не отличаются большой мощностью и протяженностью. Это преимущественно прожилки мощностью до 1, реже 3—4 см и длиной в первые метры. В пределах зон дробления они иногда переходят в микробрекчии, состоящие из обломков более ранних гидротермальных минеральных образований, реже обломков вмещающей породы и цемента, представленного минералами поздних стадий.

Для одних месторождений этой группы характерно преобладание гнездовых и вкрапленных минеральных образований различных стадий и только в наиболее позднюю стадию возникают прожилковые формы, для других — сочетание прожилков и ореолов вкрапленников с преобладанием первых над вторыми, что сохраняется в течение большей части процесса минералообразования (за исключением дорудных метасоматитов).

Урановорудные тела обычно характеризуются телескопированием минеральных образований и нередко имеют сложный состав, но почти всегда урановые минералы, главным образом настуран и коффинит, сопровождаются сопутствующими им железистым молибденитом, галенитом и сульфосолями мышьяка, сурьмы, свинца и меди, а также железистым хлоритом, которые обычно преобладают над остальными минералами, особенно в случае залегания рудных тел в породах кислого состава.

На многих месторождениях не всегда наблюдается приуроченность урановорудных тел к максимально измененным породам. Нередко они залегают во внешней и промежуточной зонах метасоматической колонки гидротермально измененных пород, которые по облику (макроскопически) мало отличимы от неизмененных пород.

Кроме указанных минералов урановорудной стадии в жильных образованиях наиболее распространены карбонаты, количество которых резко возра-

стает в породах основного и среднего состава, а также кварц и сульфиды дорудной стадии — темный сфалерит и галенит. На отдельных месторождениях, кроме того, широко развит флюорит. Промышленное значение среди всех этих минералов имеют только настуран, коффинит и железистый молибденит. Поэтому эти месторождения и были отнесены ранее к уран-молибденовой рудной формации.

На всех месторождениях характеризуемой группы минералообразующий процесс начинался со стадии альбитизации [314, 316]. В эту стадию происходило формирование обеленных альбитизированных пород, мощность которых достигала 20 м и более. Эти породы, как правило, приурочены к зонам дробления наиболее крупных разрывных нарушений, как крутопадающих, так и пологих.

В пределах зон альбитизации наблюдается замещение калиевого полевого шпата, плагиоклаза и других породообразующих минералов альбитом. Интенсивность этого процесса нарастает сверху вниз. В нижней части месторождений в зонах альбитизации оказывается растворенным породообразующий кварц, вместо которого образуются пустоты, позже местами заполненные минералами более поздних стадий. В верхней части месторождений наблюдается переотложение вынесенного кремнезема в виде кварцевых прожилковидных образований. В результате альбитизации из породы выносится калий (4—5%) и привносится натрий, содержание которого увеличивается до 7,5—8%. В верхних частях зон альбитизации наблюдается привнос алюминия (до 18%) и кремния, а в их нижних частях — вынос алюминия и кремния. На одних месторождениях при альбитизации происходит восстановление железа и увеличивается количество двухвалентного за счет трехвалентного, на других, наоборот, содержание трехвалентного железа возрастает.

Вслед за альбитизацией пород на одних месторождениях проявились грейзены и березиты, на других аргиллизиты. Эти метасоматические изменения пород, так же как и альбитизация, тяготеют к крупным разрывным нарушениям.

Березитизация и аргиллизация нередко накладываются на зоны альбитизированных пород, причем центральные части их колонок оказываются совмещенными и альбит замещается гидрослюдой и другими минералами. При березитизации пород кислого состава на одних месторождениях создается трехчленная колонка, на других только двухчленная. В метасоматической колонке, состоящей из трех зон, во внешней из них новообразованными минералами являются альбит (по калиевому полевому шпату и плагиоклазу), хлорит и кальцит (по темноцветным минералам), пирит (по магнетиту) и серицит (по основной массе породы), в промежуточной зоне — серицит (по альбиту и кальциту), анкерит (по основной массе) и пирит, во внутренней зоне — кварц и пирит. В двухчленной колонке внутренняя кварцевая зона отсутствует. Серицит в березитах представлен смешаннослойной модификацией $2M_2 + 2M_1$, хлорит — существенно магнезиальной разностью, промежуточной между рипидолитом и пеннином.

При аргиллизации пород, проявленной лишь на некоторых месторождениях, так же как и при альбитизации, наблюдается осветление неизмененных пород. На таких участках даже вдоль тонких трещинок порода приобретает значительную пористость, становится рыхлой. В пределах зон аргиллизации породообразующие и более ранний метасоматический минерал альбит замещаются каолинитом часто в смеси с монтмориллонитом. Каолинит в нижних частях месторождений нередко выполняет пустоты, оставшиеся в результате выщелачивания кварца, создается полное впечатление псевдоморфного замещения

породообразующего кварца каолинитом. В центральных частях зон аргиллизации нередко происходит наложение минералов более поздних стадий минералообразования и возрастные соотношения минералов становятся очень сложными. Типичный пример последовательности формирования минералов в рассматриваемых жильных образованиях показан на рис. 8.

Образование жильных минералов начинается кварц-анкерит-сульфидной (иногда кварц-сульфидной) стадией минерализации. В начале ее отлагались окислы (кварц, гематит, возможно, касситерит * и серицит или смешаннослойная гидрослюда, иногда карбонаты редких земель иттровой группы), за ними обычно формировались сульфиды (пирротин, пирит, арсенопирит, темный сфалерит, халькопирит, галенит), заканчивалось минералообразование формированием прожилков карбонатов (анкерита, реже доломита).

Как правило, на рассматриваемых месторождениях наблюдается несколько парагенезисов, в состав которых входит настуран. В первом и втором парагенезисах (см. рис. 8) из сульфидов и сульфосолей обычно присутствуют блеклые руды и бурнонит. Для всех парагенезисов характерен галенит. Для первой парагенетической ассоциации, кроме того, характерны железистый молибденит, гидрослюда и кварц, а для третьей — железистый хлорит, а также кальцит (при формировании в породах среднего и основного состава). Вслед за ними на некоторых месторождениях происходило образование кварц-барит-флюоритовых жил, содержащих нередко вкрапленники галенита. Количество барита и флюорита в жилах различное, но, как правило, флюорит преобладает над баритом. Заканчивается формирование этих жил преимущественно выделением анкерита. В целом они отнесены к кварц-барит-флюоритовой стадии.

Необходимо отметить, что для отдельных месторождений в связи с формированием минералов в пористых породах (туфах, игнимбритах и др.), со слабо проявленным трещинообразованием прожилковые текстуры руд не являются характерными, а вместо них развиваются вкрапленные (чаще всего пирит и галенит). На этих месторождениях формирование жильных минералов начиналось с флюорита, образующего довольно мощные и протяженные жилы, нередко разобщенные в пространстве с образованиями последующих стадий. Это разобщение, очевидно, связано с тем, что флюорит формировался преимущественно в породах среднего состава — гранодиоритах, андезитах, рассекаемых крупными крутопадающими тектоническими нарушениями, а образования последующих стадий, особенно молибденит-настурановой, обычно тяготеют к породам кислого состава и приурочены к более мелким разноориентированным нарушениям, как правило, развивающимися над, реже под пологими нарушениями, проходящими по контакту осадочных и эффузивных пород.

Жильные образования кварц-анкерит-сульфидной и кварц-флюорит-баритовой стадий сопровождаются ореолом кварц-гидрослюдистого изменения, сменяющегося при отложении анкерита карбонатизацией пород. Количество анкерита (и доломита) в гидротермальных образованиях зависит от содержания щелочных земель во вмещающих породах. Это различие в содержании карбонатов хорошо заметно при переходе жил, прожилков или зон вкрапленников из пород кислого в породы среднего состава.

После отложения образований кварц-анкерит-сульфидной или кварц-барит-флюоритовой стадии происходило формирование урановорудных

---

* Положение касситерита и карбонатов редких земель в общей схеме минералообразования пока точно не выяснено, возможно они выделялись раньше, в одну из ранних метасоматических стадий.

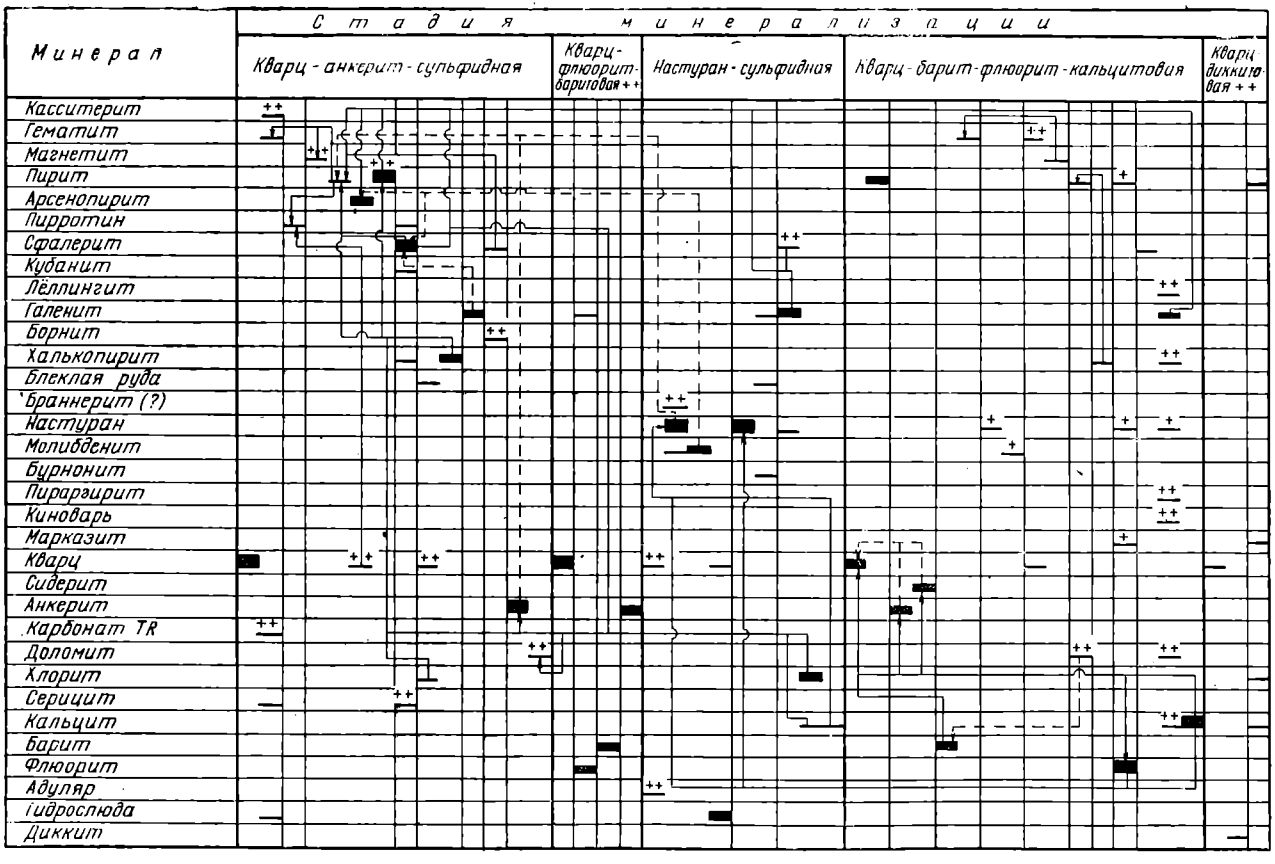


Рис. 8. Последовательность минералообразования на месторождениях в вулкано-тектонических депрессиях и вулканических куполах орогенного яруса.

Стрелками показано направление минеральных замещений. Начало стрелки у замещающего минерала, конец — у замещаемого. Пунктирная стрелка — замещение наблюдается на отдельных месторождениях. Знак + — переотложенный минерал; + + — минерал или стадия минералообразования получившие распространение не на всех месторождениях,

парагенетических ассоциаций молибденит-настурановой стадии. Как правило, все парагенетические ассоциации минералов этой стадии содержат настуран или урановые черни. Другими урановыми минералами являются браннерит и коффинит. Соотношение между настураном, с одной стороны, и коффинитом с браннеритом — с другой зависит от условий формирования парагенезисов. В прожилковых образованиях резко преобладает настуран, в то время как во вкрапленных рудах количество браннерита и особенно коффинита заметно возрастает (особенно в породах кислого состава) и в отдельных участках коффинит преобладает над настураном. Причина этого, очевидно, во влиянии вмещающей среды. Для отложения настурана огромную роль играет наличие сильных восстановителей, а для коффинита и браннерита — содержание в породе соответственно кремнезема и окислов титана. Браннерит* развивается непосредственно по вкрапленникам титановых минералов (анатаз, рутил, титаномагнетит). В прожилках его практически нет.

Настуран обычно образует сферолиты или их сростки, реже игольчатые и дендритные выделения. Последние встречаются только в агрегате «иордизита». Соотношение между четырех- и шестивалентным ураном в настуране сильно колеблется. Наиболее широко распространены настураны с кислородным коэффициентом $UO_{2,3}$—$UO_{2,4}$. Нередки и урановые черни, в которых кислородный коэффициент значительно больше 2,5. В коффините и браннерите соотношение между четырех- и шестивалентным ураном не установлено из-за очень мелких размеров выделений этих минералов.

Исследования В. А. Стрельцова и А. И. Тишкина [292] показали, что в состав уранинита входят равномерно распределенные кальций (до 0,4%) и свинец. Количество кальция по данным рентгеновского микроанализатора значительно выше — 1,99—2,53%, реже до 4,2%. Свинец, по-видимому, имеет радиогенное происхождение. Как правило, настуран практически лишен тория и редких земель и лишь в отдельных случаях количество тория становится заметным (до 0,0n%). Нередко отмечается цирконий (до 15%), но присутствие его, как показали исследования на рентгеновском микроанализаторе, в основном обусловлено мельчайшими выделениями циркона, тонкоимпрегнирующими настуран.

Совместно с настураном в жильном выполнении, реже во вкрапленных рудах во вмещающих породах наблюдается так называемый иордизит. Исследования, проведенные А. И. Горшковым, О. В. Ивановой, И. В. Мельниковым, В. А. Стрельцовым и др. на рентгеновском микроанализаторе и электронном микроскопе с помощью микродифракции и приставки Кавекрей, а также с применением эффекта Мессбауэра, позволили установить, что под иордизитом следует понимать тонкозернистую смесь, состоящую из железистого молибденита, в котором до 7% двухвалентного железа, галенита, сульфосолей свинца, меди, мышьяка и сурьмы. В отдельных случаях сульфосоли и галенит отсутствуют, и «иордизит» состоит только из железистого молибденита**. Чешуйки железистого молибденита очень мелки (80—100 Å, реже крупнее). Минерал имеет несколько искаженную кристаллическую решетку, что объясняется внедрением двухвалентного железа в октаэдры, находящиеся между слоями MoS_2. Такой тонкозернистый характер агрегатов «иордизита» свидетельствует о быстром выпадении из раствора всех минералов, слагающих смесь, в результате резкого изменения физико-химических условий.

* Образования, выделяемые под этим названием, метамиктны и выявляют кристаллическую решетку браннерита только после прокаливания.

** Железистый молибденит был ранее назван фемолитом [275].

Прожилки с настураном нередко накладываются на более ранние сульфидные образования, при этом в большинстве случаев сульфиды оказываются неустойчивыми и замещаются минералами, сопутствующими настурану (очень редко самим настураном) [252, 53, 314]. Особенно неустойчивым оказывается арсенопирит, который обычно замещается галенитом.

Прожилки и жилы с настураном сопровождаются околопрожилковыми изменениями пород. Так, около прожилков, сложенных молибденит-настурановым парагенезисом, в породах различного состава развивается кварц-серицитовый (гидрослюдистый) агрегат, а с прожилками, выполненными парагенезисом настурана с хлоритом и кальцитом, обычно связано появление в породе железистого хлорита, развивающегося по альбиту и калиевому полевому шпату, а также наблюдается карбонатизация пород среднего и основного состава. Кроме указанных изменений пород вокруг прожилков с настураном в пределах ореола тонковкрапленного уранового оруденения постоянно отмечается гематитизация, так называемое покраснение пород. Этому явлению уже посвящено немало работ, вместе с тем единого мнения о его происхождении нет. Полученные нами результаты минералогических и экспериментальных исследований (на ускорителе протонов) свидетельствуют в пользу радиогенного происхождения покраснения.

В наиболее позднюю стадию минералообразования — кварц-барит-флюорит-кальцитовую — произошло формирование прожилков и жил различного состава, из которых наиболее распространены кальцитовые. Преобладающими минералами в них обычно являются флюорит и кальцит. Из сульфидов распространены пирит, меньше марказит, галенит, клейофан, халькопирит, блеклые руды, изредка встречается киноварь. Кальцит обычно обогащен марганцем (до 2—3%), что позволяет относить его к манган-кальциту. Жилы и прожилки этой стадии, как правило, не содержат настурана, но в тех случаях, когда они накладываются на урановорудные тела, происходит растворение и переотложение урана в виде настурана, размещающегося по зонам роста во флюорите или кальците. Это явление достаточно хорошо изучено [255, 253, 53, 314, 25]. Вместе с настураном во флюорите и кальците нередко присутствует и переотложенный криптокристаллический молибденит, образующий сферолиты.

На некоторых месторождениях развита кальцит-диккитовая стадия минералообразования, замыкающая гидротермальный процесс. Главными минералами прожилковидных образований этой стадии (см. рис. 7) являются диккит и кальцит, а также кварц.

Зональность минералообразования

В пространственном размещении всех рассмотренных образований различных стадий обычно фиксируются черты прямой стадийной зональности, заключающейся в том, что образования более поздних стадий размещаются преимущественно выше или на флангах по отношению к ранее сформировавшимся [146]. Аналогичная зональность отмечается и в составе одностадийных образований. Так, нередко наблюдается, что более ранние парагенезисы урановорудной стадии тяготеют к более крупным тектоническим нарушениям, а более поздние отходят от них в сторону слабо раздробленных пород [191]. Оба вида зональности, очевидно, связаны с развитием разрывных нарушений от центров к периферии и снизу вверх. В данном случае центром являются более крупные тектонические нарушения. Наряду с этими видами зональности на месторождениях

и рудных полях отчетливо фиксируется одностадийная зональность отложения.

В рудных полях, приуроченных к крупным субвулканическим интрузивам липарит-порфиров, урановые месторождения, расположенные в интрузиве, вблизи контакта с эффузивно-осадочными породами, характеризуются развитием настурана и сульфидов. С удалением от контакта вглубь интрузива на рудопроявлениях сульфиды исчезают и появляются кварц с гематитом и урановыми чернями. Это несомненно свидетельствует о том, что окислительно-восстановительный потенциал в ураноносных растворах увеличивался по мере удаления от контакта с эффузивно-осадочными породами. Если учесть, что наиболее богатые руды с настураном, сильно обедненным шестивалентным ураном, приурочены к туффитам, содержащим органическое вещество, то станет очевидным, что эта зональность отложения связана с изменением окислительно-восстановительного потенциала, создаваемого вмещающей средой.

Второй вид зональности отложения также обусловлен влиянием вмещающей среды. Давно отмечено, что молибденит, выделяющийся в составе раннего парагенезиса молибденит-настурановой стадии, обычно характерен для нижних частей месторождений и менее типичен для их верхних частей [53, 255]. Однако в последнее время в отдельных работах [200] приводятся примеры уменьшения количества сульфидов молибдена по сравнению с количеством настурана с глубиной, что приводит к уменьшению величины отношения Mo/U в этом направлении. Нами наблюдались случаи, когда в одном рудном теле количество молибденита увеличивалось с глубиной, а в другом, рядом расположенном, наоборот, уменьшалось в этом направлении. Общим во всех этих случаях оказывалось, что сульфиды молибдена располагались в наиболее измененных породах (аргиллизированных, березитизированных, окварцованных), т. е. в тех, которые могли вызвать подкисление урановорудных растворов. Это согласуется с экспериментальными и расчетными данными. Таким образом, этот вид зональности обусловлен подкисляющей способностью вмещающей среды и, по-видимому, появлением сероводорода в растворах.

В заключение следует подчеркнуть, что рассматриваемые урановые месторождения, принадлежащие разным подгруппам, существенно различаются по геологическому положению, строению и условиям локализации оруденения. Вместе с тем по минеральному составу руд, последовательности формирования минеральных ассоциаций и стадийной зональности минералообразования существенных различий между ними не устанавливается.

Группа 3

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ОСНОВАНИИ ОРОГЕННЫХ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕПРЕССИЙ

Урановые месторождения рассматриваемой группы, как и месторождения в вулкано-тектонических депрессиях, сформировались в конце орогенной стадии развития геосинклиналей. Распространенность и значимость этих месторождений в различных по возрасту фанерозойских складчатых областях неодинаковы и зависят от особенностей их орогенной стадии развития.

Преобладающая часть месторождений третьей группы связана с такими геосинклинальными областями или их частями, орогенная стадия становления которых характеризовалась локальным проявлением эффузивного и интрузивного магматизма. Вулканогенно-осадочные, осадочные и магматические обра-

зования развивались здесь в пределах сравнительно небольших депрессий, в то время как более древние толщи основания этих депрессий слагают обширные площади. Подчиненное значение месторождения характеризуемой группы имеют в геосинклинальных областях с широким развитием орогенных вулканогенно-осадочных толщ, нередко значительной мощности, с многочисленными вулканическими центрами и связанными с ними жерловыми, субвулканическими и интрузивными телами. Породы основания слагают здесь сравнительно меньшие площади по периферии депрессий и в междепрессионных поднятиях. Именно в таких частях геосинклиналей, по существу близких по строению к так называемым вулканическим поясам, размещается подавляющее большинство урановых месторождений в вулкано-тектонических депрессиях орогенного яруса.

Геосинклинальные области с отмеченными специфическими особенностями проявления орогенной стадии развития отличаются пространственным размещением оруденения. В областях с локальным распространением орогенных формаций пород урановое оруденение располагается в пределах линейно вытянутых поясов. Положение последних определяется зонами краевых глубинных разломов, развившихся в полосе сочленения интрагеосинклинальных и интрагеоантиклинальных областей. Эти зоны представлены серией близпараллельных крупных разрывов, сосредоточенных в полосе шириной 10—30 км при общей длине ее первые сотни километров. Они характеризуются большими амплитудами вертикальных движений (до 1 км и более по отдельным разломам и более 5 км по зоне в целом), обусловленными приуроченностью разломов к границам блоков с устойчивыми тектоническими движениями противоположного знака (воздымание — опускание).

Зоны краевых глубинных разломов имеют сложное строение и длительную геологическую историю. Они проявлялись на всех стадиях развития геосинклиналей, включая орогенную. Ими контролируется положение депрессий, выполненных вулканогенными и грубообломочными терригенными отложениями, вулканических аппаратов, интрузивов и дайковых поясов этой стадии.

В интрагеоантиклинальных блоках широко развиты различные метаморфизованные породы фундамента геосинклинальных образований, а нередко и очень крупные тела гранитоидов, по времени формирования близкие к периоду инверсии геосинклинальной области. Интрагеосинклинальные блоки сложены кремнистыми, глинисто-кремнистыми и более грубозернистыми (иногда флишоидными) терригенно-осадочными отложениями большой мощности при подчиненном значении эффузивов основного и среднего состава.

Рудные поля в рассматриваемой обстановке размещаются в узлах сопряжения и пересечения краевых зон глубинных разломов с крупными разрывными нарушениями других направлений, в том числе и рассекающими границы интрагеоантиклинальных и интрагеосинклинальных блоков. Урановые месторождения обычно располагаются в обрамлении вулкано-тектонических депрессий, приуроченных к этим же узлам. Они залегают в разновозрастных свитах метаморфизованных пород фундамента и в складчатых толщах нижних (доорогенных) ярусов геосинклинального структурного этажа. В первом случае крупные разрывы захватывают краевые части интрагеоантиклинальных блоков, во втором они несколько смещены в сторону интрагеосинклиналей.

В областях с широким развитием орогенных формаций урановые месторождения не обнаруживают четкой тенденции к поясовому расположению, размещаются по периферии депрессий и залегают в различных породах их основания, чаще всего в доорогенных массивах гранитоидов. В размещении

оруденения главная роль принадлежит протяженным (до 100 км) дизъюнктивам, расчленяющим территорию на ряд пластинообразных блоков. Рудные поля располагаются внутри этих блоков, в пространственном положении их и структуре определяющая роль принадлежит разрывным нарушениям.

Приуроченность урановых месторождений третьей группы к образованиям различных структурных этажей и ярусов обусловливает многообразие геолого-структурных обстановок их формирования и некоторые минералого-геохимические отличия. Основываясь на принципе размещения месторождений в структурных этажах и ярусах, можно выделить три подгруппы месторождений (см. табл. 1). Вместе с тем месторождения этих подгрупп имеют ряд общих особенностей. Так, для всех подгрупп характерны однотипные гидротермальные изменения вмещающих пород, относящиеся к метасоматической формации березитов. Месторождения первой и второй подгрупп, расположенные в областях с локальным распространением орогенных формаций, по особенностям развития минералообразующего процесса близки не только между собой, но и с месторождениями, приуроченными к вулкано-тектоническим депрессиям. В месторождениях второй и третьей подгрупп обычно встречаются гидротермальные образования более раннего этапа (скарны с магнетитом и сульфиды, грейзены, кварц-турмалиновые, кварцевые золотосодержащие жилы), на которые накладывается урановая минерализация.

Месторождения в складчатых геосинклинальных комплексах

Рудные поля этой подгруппы приурочены к узлам пересечения зон глубинных разломов и размещаются в разнообразных по составу, преимущественно осадочных толщах геосинклинального комплекса — углисто-глинистых, углисто-кремнистых, кремнистых, глинисто-песчанистых и других породах. Структура рудных полей и месторождений обусловливается сочетанием разрывных и складчатых дислокаций.

Урановые месторождения в одних случаях залегают непосредственно в крупных разрывных нарушениях, определяющих границы вулкано-тектонических депрессий, в других — они приурочены к более мелким разломам, развивающимся в периферических частях тектонических узлов, и несколько удалены от краевых частей депрессий. Локализация уранового оруденения непосредственно в зонах крупных разрывных нарушений является характерной особенностью этой подгруппы месторождений. Она рассматривается на примере рудного поля, определяющим элементом структуры которого является узел сопряжения трех систем крупных разломов (рис. 9, *а*).

Преобладающая часть площади рудного поля и его окрестности сложены смятыми в складки глинисто-кремнистыми и глинисто-песчанистыми породами, относящимися соответственно к нижнему и среднему ярусам геосинклинального структурного этажа, и прорывающими их гранитоидами. В центральной части рудного поля в сравнительно небольшом блоке треугольной формы, ограниченном со всех сторон разломами, развиты породы орогенного комплекса. Дизъюнктивы северо-западного простирания принадлежат краевым швам глубинного разлома, параллельным границе интрагеосинклинального и интрагеоантиклинального блоков, северо-восточного и меридионального простирания — к секущим эту границу разломам.

Все три системы расколов возникли в доорогенное время и контролируют положение тел древних гранитоидов и даек. Возобновление тектонических движений в орогенную стадию привело к дифференцированным перемещениям

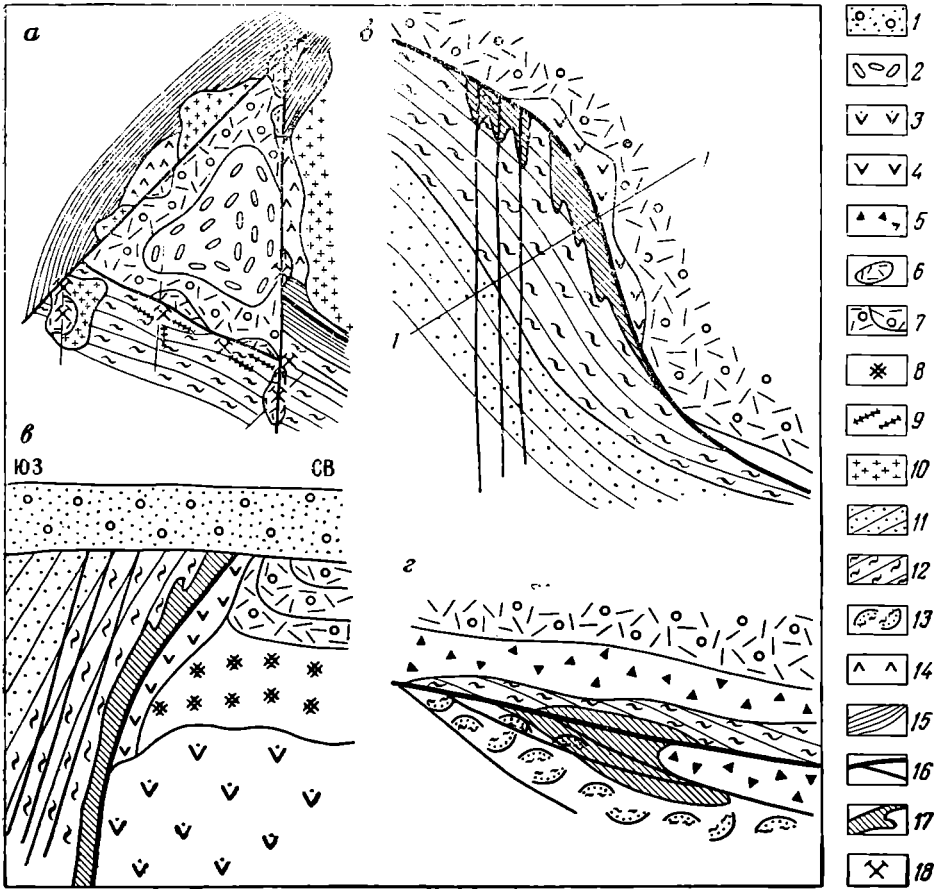


Рис. 9. Урановые месторождения в зонах крупных разрывных нарушений:

а — схема геологического строения рудного поля, *б* — схематический геологический план одного из месторождений, *в* — разрез месторождения по линии I—I, *г* — схематический геологический план другого месторождения.

1 — рыхлые отложения; *2* — красноцветные конгломераты; *3* — фельзит-порфиры; *4* — кварцевые порфиры; *5* — эруптивные брекчии; *6* — корневые части вулканических аппаратов; *7* — туфоконгломераты, туфы; *8* — андезиты, андезито-базальты; *9* — дайки основного и среднего состава; *10* — гранитоиды; *11* — песчаники; *12* — аргиллиты, алевролиты; *13* — подводно-оползневые образования; *14* — порфириты и их туфы; *15* — кремнистые аргиллиты, яшмы; *16* — разрывные нарушения; *17* — рудные тела; *18* — месторождения урана

блоков, образованных пересекающимися разломами. Блок треугольной формы в это время испытал энергичное опускание, по ограничивающим его разломам разместились жерла вулканов, с деятельностью которых связаны вулканогенно-осадочные и эффузивные образования, локализованные преимущественно внутри этого блока.

Вулканическая деятельность проявлялась в поочередном излиянии лав фельзитов и андезито-базальтов и завершилась внедрением по разломам субвулканических тел кварцевых порфиров и фельзит-порфиров (см. рис. 9, *в*). Красноцветные конгломераты центральной части мульды, образовавшиеся за счет размыва пород вулканических построек, указывают на продолжавшееся проседание этого же блока во время их отложения.

Тектонические движения по краевым разломам депрессии проявлялись и в более позднее время, при внедрении даек основного и среднего состава и в процессе гидротермальной деятельности. Суммарная амплитуда вертикальных движений по ним более 1 км.

Урановые месторождения и рудопроявления рудного поля размещаются в зонах разломов, ограничивающих депрессию. Часть из них связана с вулканогенными образованиями, тяготея к жерлам вулканов. Особенности таких месторождений рассматривались в группе 2. Наиболее ценные месторождения локализуются в терригенных отложениях в зоне разлома северо-западного простирания. Главный шов этого разлома приводит в тектонический контакт орогенные образования депрессии с геосинклинальными аргиллит-алевролитовой и песчаниковой толщами. Последние слагают крыло синклинальной складки, ось которой близпараллельна разлому. Вблизи разлома углы падения слоистости терригенных толщ увеличиваются до 60—80°, а вулканогенно-осадочные породы выведены из почти горизонтального залегания и местами запрокинуты в результате надвиговых перемещений (см. рис. 9, *б*, *в*).

Главный шов разлома представлен милонитами и тектонической глинкой трения мощностью до 2 м. В целом залегание его изменяется плавно, но на участке месторождения наблюдается отчетливый флексурообразный перегиб по простиранию, углы падения здесь более пологие. С глубиной они постепенно увеличиваются до 85—90°.

Главный шов разлома и сопровождающие его параллельные и диагональные разрывы залегают внутри зоны рассланцевания, захватывающей геосинклинальные и орогенные образования. В аргиллитах рассланцевание распространяется на 50—60 м и проявлено особенно интенсивно, так как в них на сланцеватость, связанную со складчатостью (сланцеватости слоистости и осевой плоскости), наложилось рассланцевание в связи с многократными движениями по разлому. Сильно рассланцованные аргиллиты благоприятны для локализации оруденения, прожилки настурана очень часто наследуют поверхности легкой делимости пород по сланцеватости.

Урановые месторождения размещаются на участках осложненного строения разлома — в местах искривления его поверхности, причленения серии сближенных разрывов меридионального или диагонального простирания, вблизи тел вулканических брекчий. Рудные тела непосредственно примыкают к основному шву разлома и локализуются в его висячем боку в интенсивно рассланцованных аргиллитах, подчиняясь разрывным нарушениям и слоистости пород. Они имеют форму линзовидных залежей (в пологих интервалах разлома), уплощенных линз и жилообразных залежей с раздувами и пережимами (в крутых участках разлома; см. рис. 9, *в*).

Склонение рудных тел и размещение обогащенных участков определяются местами сочленения главного шва разлома с разрывными нарушениями других направлений. Богатые руды внутри залежи локализуются в разнообразных типах структурных ловушек при определенном влиянии литологического состава пород (аргиллиты и алевролиты более благоприятны, чем песчаники). Рудные тела имеют штокверковое строение; преобладают крутопадающие прожилки с настураном по сланцеватости и мелкой трещиноватости, пространственная ориентировка которых изменяется в зависимости от положения разрывов и слоистости.

В несколько иной обстановке в зоне этого же разлома локализовалось другое месторождение. Терригенные породы здесь были вовлечены в подводно-оползневые дислокации и представлены сложно залегающими аргиллитами

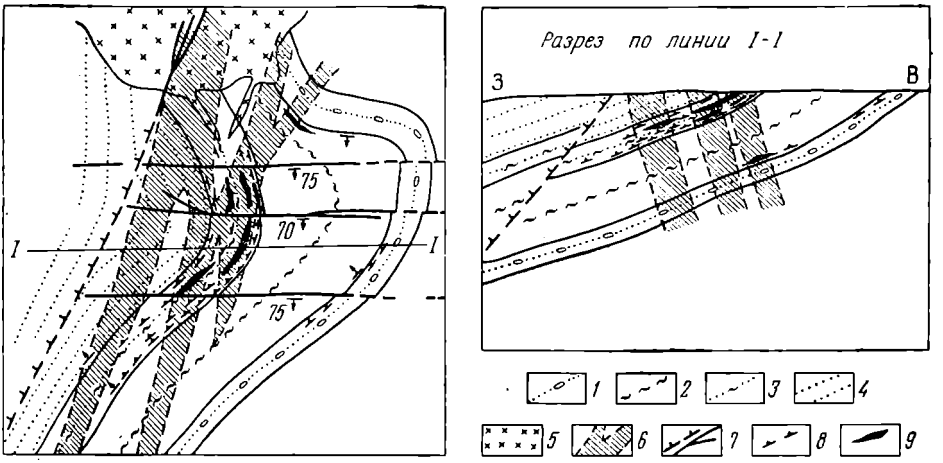


Рис. 10. Схема геологического строения рудного поля, приуроченного к складчатой структуре осадочных терригенных отложений.

1 — песчаники и конгломераты; *2* — алевролиты и аргиллиты; *3* — толща переслаивания песчаников и алевролитов; *4* — песчаники; *5* — диориты, габбро-диориты, сиенито-диориты; *6* — пучки сближенных даек; *7* — секущие разрывные нарушения; *8* — послойные разрывные нарушения; *9* — рудоносные залежи

и алевролитами, включающими обрывки слоев и изолированные блоки песчаников. Контакт этих пород с орогенными образованиями залечен дайкообразным телом фельзитов и их эруптивных брекчий. Наиболее крупное разрывное нарушение месторождения, входящее в состав зоны разлома, проходит в терригенных породах и характеризуется прямолинейностью и устойчивыми углами падения (70—80°). Оно совместно с причленяющимися к нему более мелкими диагональными разрывами определяет положение плитообразного тела эруптивных брекчий. Последнее тупо заканчивается в центральной части месторождения и линия выклинивания его на большую глубину идет практически вертикально.

Основное рудное тело месторождения залегает в терригенных породах и имеет ярко выраженную трубообразную форму (известная глубина его распространения почти в 10 раз больше длины). Оно размещается в месте сочленения основного разрывного нарушения с диагональными и на всю глубину охватывает в виде седла фланговую часть эруптивных брекчий, контролирующихся этими же разрывами. Резко проявленная трубообразная форма рудной залежи обусловлена тесной пространственной совмещенностью отмеченных элементов структуры и общей неблагоприятной обстановкой для развития линейных форм оруденения (незначительным масштабом движений по главному шву разлома после внедрения фельзитов, более слабым рассланцеванием пород и отсутствием выдержанной слоистости в связи с оползневыми дислокациями).

Рудная залежь характеризуется неравномерным распределением урана, обусловленным сложным залеганием слоистости пород, незакономерным распределением их литологических разновидностей в результате подводных оползней, а также весьма разнообразной ориентировкой мелкой трещиноватости, связанной с эксплозивными явлениями.

Геологические особенности месторождений этой же подгруппы, размещающихся в периферических частях узлов пересечения зон глубинных разломов,

кратко рассмотрим на примере рудного поля, смещенного в сторону интрагеосинклинального блока (рис. 10).

По ряду признаков устанавливается, что зона краевого глубинного разлома проходит западнее рудоносной площади. Само рудное поле размещается в месте пересечения периферических частей этой зоны, проявленной здесь пучками доорогенных даек и надвигом северо-восточного простирания, с серией близширотных малоамплитудных разрывных нарушений. Осадочные терригенные отложения рудного поля слагают крыло складки, осложненное синклинальной складкой второго порядка, осевая плоскость которой имеет широтное простирание. В ядерной части этой складки слоистость характеризуется пологими углами падения (10—20°). Крыло складки рассекается многочисленными крутопадающими дайками основного и среднего состава, группирующимися в своеобразные пучки, в пределах которых дайки занимают до 30—40% площади.

В структуре рудоносной площади большое значение принадлежит послойным нарушениям, локализовавшимся в толще отчетливого переслаивания песчаников и алевролитов. В ней выделяется 4—5 зон послойных срывов, располагающихся на различных стратиграфических уровнях по контакту пачек пород различного литологического состава и физико-механических свойств. Наиболее интенсивно они проявляются в ядре синклинальной складки второго порядка между широтными разрывными нарушениями.

Зоны послойных срывов возникли при складкообразовании; в них, как и в широтных разрывах, залегают наиболее древние дайки, связанные с доорогенной магматической деятельностью. Секущие и послойные нарушения неоднократно подновлялись, в том числе и в период гидротермальной деятельности: они сопровождаются ореолами измененных пород, вмещают рудные тела и другие минеральные образования. Подавляющая часть урановых руд локализуется в зонах послойных срывов в местах пересечения ими пучков сближенных крутопадающих даек, в которых мощность брекчированных пород резко увеличивается. Здесь выделяются пологопадающие рудоносные залежи сложного строения.

Общая ширина залежи определяется мощностью пучка даек; длинная ось ее ориентирована по простиранию даек и полого погружается на глубину в соответствии с положением линии пересечения даек и послойного нарушения. Приуроченность рудных залежей к нескольким зонам послойных срывов обусловливает их многоэтажное расположение в пределах пучка сближенных даек.

В ряде случаев урановые месторождения рассматриваемой подгруппы залегают в более нижних частях разреза геосинклинальных отложений. В составе последних выделяются в различных сочетаниях тонкозернистые терригенные породы, порфириты, их туфолавы и туфы, конгломераты с углеродисто-глинисто-кремнистым цементом и прослоями туфопесчаников, глинисто-кремнистые, углеродисто-глинисто-кремнистые, кремнистые сланцы, яшмоподобные и другие породы. Толщи их обычно смяты в сложные складки с крутыми крыльями и рассечены разрывными нарушениями.

В месторождениях, приуроченных к толщам переслаивания терригенных, вулканогенных и кремнистых пород, главная роль в размещении оруденения принадлежит разрывным нарушениям при подчиненном влиянии складчатых структур. Рудные тела здесь имеют форму сложных жил и линзообразных залежей, переходящих в столбообразные тела в местах раздувов рудовмещающих зон дробления и участках пересечения их с разрывами других направлений. Рудные тела чаще всего залегают в углеродисто-глинисто-кремнистых

разновидностях пород; вулканогенные породы оказываются менее благоприятными для оруденения.

В месторождениях, размещающихся в достаточно однородных по составу кремнистых яшмоподобных породах, главенствующее значение в локализации оруденения приобретает их складчатая структура. Рудные тела имеют здесь форму очень сложных линзовидных и столбообразных залежей, подчиняющихся условиям складчатого залегания вмещающих пород. Они локализуются в частях складок, испытавших наиболее сложную деформацию (замковые части складок второго порядка, флексурные перегибы крыльев, участки изоклинальной складчатости).

Рудные залежи размещаются в разных пачках слоев вмещающих пород, по-видимому имеющих некоторые различия в физико-механических свойствах, и нередко обнаруживают тяготение к нечетко проявленным прерывистым послойным нарушениям. Внутреннее строение рудных тел неоднородное, характер распределения минерализации прожилково-штокверковый по многочисленным мелким трещинам различной ориентировки и участкам брекчирования пород.

Упомянутые элементы структуры рудовмещающей толщи были заложены при смятии ее в складки и подновлены во время рудообразования. Это подновление связывается с движениями орогенной стадии по секущим разломам, которые определили также пути поступления рудообразующих растворов.

Месторождения в метаморфизованных породах фундамента геосинклинальных образований

Рудные поля и месторождения рассматриваемой подгруппы размещаются в краевых частях интрагеоантиклинальных блоков и контролируются глубинными разломами, возникшими в областях сочленения их с интрагеосинклиналями. Они могут быть существенно смещены в сторону интрагеоантиклинальных блоков; их расположение определяется периферийными разрывами системы краевых разломов или крупными разрывами в более внутренних частях геоантиклинальных блоков.

Рудные поля обычно находятся в местах осложненного строения зоны краевых разломов и пересечения их с дизъюнктивами других направлений. Чаще они тяготеют к вулкано-тектоническим депрессиям, размещаясь в их обрамлении. В общем случае рудные поля и месторождения характеризуются сложным геологическим строением. Вмещающие толщи представлены интенсивно метаморфизованными породами — кварц-слюдисто-гранатовыми, кварц-полевошпат-слюдистыми, кварцитовидными, амфиболовыми и другими разновидностями сланцев, смятыми в складки.

В рудных полях обычно устанавливаются резко разновозрастные интрузивные образования. Наиболее древние из них представлены штоко- и дайкообразными телами основных и кислых пород, преобразованных в результате метаморфизма в амфиболиты и гранито-гнейсы. Здесь же встречаются различные по возрасту и составу, иногда крупные интрузивные тела времени инверсии геосинклинальной области, а также штоки и дайки основных, средних и кислых магматических пород орогенной стадии. Иногда они рассматриваются как корневые части эффузивных образований, сохранившихся в рядом расположенных депрессиях.

В пределах рудоносных площадей интенсивно проявлены разрывные нарушения двух, иногда трех основных систем, в общем параллельных зонам краевых и пересекающих их крупных разломов. Они обусловливают ярко

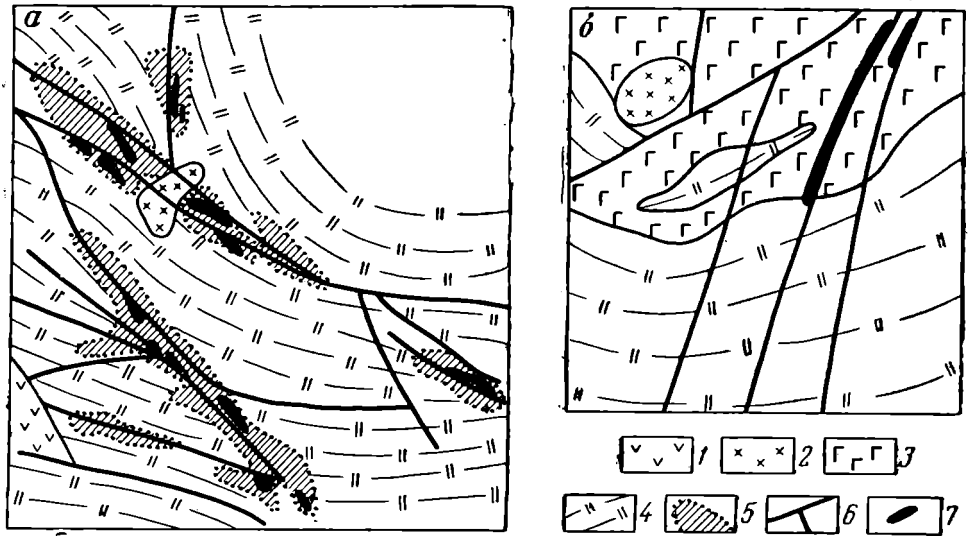


Рис. 11. Урановые месторождения в метаморфизованных породах фундамента:

а — схема геологического строения рудоносного участка (план), *б* — разрез зоны рудоносных разрывных нарушений.
1 — кварцевые порфиры; *2* — граниты, гранодиориты; *3* — амфиболовые сланцы, амфиболиты; *4* — метаморфизованные породы; *5* — березитизированные породы; *6* — разрывные нарушения; *7* — рудные тела

выраженное блоковое строение рудных полей. Следует подчеркнуть длительную историю и унаследованность развития главных систем разрывных нарушений. Нередко в одном и том же разломе наблюдаются дайки метаморфизованных пироксенитов, тела кварцевых порфиров орогенной стадии и секущие их ураноносные минеральные образования.

Геолого-структурные особенности месторождений рассматриваемой подгруппы, как правило, определяются сочетанием разрывных и складчатых нарушений с обычно превалирующим значением одного из этих видов дислокаций. Складчатые структуры получают существенное значение в обстановке, когда рудоносные площади сложены преимущественно метаморфическими породами, образовавшимися по первично слоистым толщам, а разрывные нарушения представлены не столь крупными разрывами с амплитудами смещения 100—300 м. В этих условиях складчатые структуры, возникшие в результате древних пликативных дислокаций, и сопровождавшие их срывы и зоны дробления, иногда залеченные древними дайками, сохранили необходимую анизотропию механических свойств после процессов метаморфизма и были подновлены в более позднее время. Дизъюнктивные нарушения при этом в известной мере повторяют пространственную ориентировку складчатых структур.

Кратко охарактеризуем особенности локализации оруденения на примере участка, находящегося в рассматриваемой геологической обстановке (рис. 11, *а*). Метаморфические породы здесь слагают синклинальную складку, крылья которой имеют широтное и меридиональное простирания с углами падения их от 40 до 70—80°. Ядерная часть синклинали осложнена более мелкими складками с крутыми углами падения.

Наиболее протяженные разрывные нарушения группируются в две зоны; ориентировка их в общих чертах согласуется со складчатой структурой, хотя среди них имеются крутые разрывы, падающие навстречу слоистости. В се-

верной из этих зон отмечается небольшой шток доорогенных гранитоидов, в ней же и других разрывах встречены маломощные доорогенные дайки, древние кварцевые жилы, рассекающиеся дайками диабазовых порфиритов, дайки орогенного этапа. В блоке пород между двумя зонами разрывных нарушений развиты диагональные разрывы, секущие слоистость, а от северной зоны отходит близмеридиональная система разрывов, близкая по ориентировке к слоистости.

Рудные тела локализуются преимущественно в непротяженных разрывах, развивающихся по слоистости, а также и секущих ее. Обычно эти разрывы сопровождают наиболее крупные разрывные нарушения и вместе с ними участвуют в строении рудоносных зон. Рудные тела имеют жилообразную и линзообразную формы с раздувами и пережимами; в местах пересечения и взаимного ограничения разрывов образуются обогащенные участки сложной морфологии, руды прожилково-вкрапленные.

Рудоносные площади, где решающее значение в локализации оруденения принадлежит секущим разрывным нарушениям, отличаются от охарактеризованных широким развитием древних интрузивных тел, пронизывающих изначально слоистые толщи и метаморфизованные вместе с ними. Здесь же обычно распространены более поздние тела доорогенных гранитоидов, иногда являющиеся апофизами крупных массивов. Вследствие этого метаморфизованные породы выглядят как изолированные блоки — крупные ксенолиты среди магматических пород, которые почти не испытывали последующего подновления складчатых структур. Основные разрывные нарушения здесь обычно более протяженные, с четко проявленными милонитами и брекчиями. Рудные тела тяготеют к местам пересечения этих разрывных нарушений и локализуются на участках расщепления их по простиранию, в интервалах с более крутыми углами падения, приоткрывшимися при сбросах, и в других разновидностях структурных ловушек. Иногда наблюдается преимущественная приуроченность оруденения к определенным породам, например амфиболитам (см. рис. 18, *б*). Рудные тела имеют форму уплощенных линз или плитообразных тел с изменяющейся мощностью; руды преимущественно прожилковые.

В месторождениях рассмотренной подгруппы размеры рудных тел небольшие, как правило, незначительна и глубина их распространения. В крупных телах доорогенных гранитоидов, залегающих среди метаморфических пород, промышленных месторождений пока не выявлено. Однако нахождение таких месторождений вполне вероятно, особенно в зоне влияния крупных швов глубинных разломов с отчетливыми признаками активизации их в орогенное время.

Месторождения в доорогенных гранитоидах

Отдельные урановые месторождения складчатых областей располагаются в крупных многофазных интрузивах гранитоидов, слагающих основание вулкано-тектонических депрессий [51, 53 и др.]. Такие интрузивы имеют размеры в сотни квадратных километров и залегают в геосинклинальных складчатых комплексах или метаморфических породах их фундамента.

Рудные поля и месторождения описываемой подгруппы контролируются зонами региональных долгоживущих разломов, которые интенсивно проявлялись еще в ранние периоды геосинклинального развития урановосных областей, оказывали большое влияние на размещение орогенных рудовмещающих депрессий и испытывали интенсивное подновление в период формирования послевулканических гипабиссальных интрузивов, даек регионального распространения

и гидротермального оруденения. Рудоконтролирующие разломы обычно образуют несколько систем и прослеживаются как во внутренних частях гранитоидных интрузивов, так и ограничивают их по периферии.

Урановые месторождения приурочены к оперяющим разломам, развивающимся чаще всего на участках пересечения и расщепления региональных рудоконтролирующих разломов и в блоках между ними. В пределах рудовмещающих разломов промышленные урановые руды распространяются обычно лишь на небольших их участках, протяженностью до 1,5—2 км. Детальные наблюдения показывают, что рудоносные разломы отличаются от смежных безрудных особенностями геологического строения и истории формирования. Как правило, месторождения приурочены к разломам, характеризующимся наиболее сложным строением и длительным развитием.

На участках месторождений широко развиты разновозрастные дополнительные небольшие интрузивы, жерловые фации, поздние дайки, крутопадающие поперечные и дополнительные параллельные разрывы, а также нередко пологие тектонические нарушения. Такие участки обычно совпадают с крупными изгибами зон рудовмещающих разломов по простиранию и падению, местами их расщепления и пересечения.

Условия локализации урановых руд рассматриваемых месторождений определяются преимущественно локальными особенностями строения разрывных нарушений, но нередко важную роль играют также форма залегания и внутреннее строение поздних малых интрузивов, жерловых фаций, зоны ранних гидротермальных изменений — альбититов, грейзенов, березитов и других метасоматитов [51, 53, 87 и др.].

Месторождения представлены обычно рядом относительно крупных жильных зон, отстоящих одна от другой на различном расстоянии. В их пределах промышленное оруденение развито весьма неравномерно. Рудные тела чаще всего имеют неправильную форму. Наиболее богатые участки рудных тел приурочены к локальным структурным ловушкам различных типов, иногда при определенном влиянии состава вмещающих пород.

Формирование месторождений осуществлялось в два этапа, разделенных поздними региональными дайками. В ранний этап возникли зоны альбитизации, грейзенов и кварцевые жилы, нередко содержащие вольфрамит, касситерит, золото и другие минералы. Урановое оруденение сформировалось в одну из последних стадий позднего этапа минерализации.

В качестве примера рассмотрим типичное урановое месторождение в дорогенных гранитоидах (рис. 12). Оно приурочено к достаточно крупной зоне разрывных нарушений северо-восточного простирания, развитой в блоке пород между субширотными региональными разломами. Эта зона разрывных нарушений имеет древнее заложение: на участке месторождения она контролирует положение небольшого интрузива гранит-порфиров и аляскитовых гранитов, прорывающего батолитоподобный массив гранодиоритов и вытянутого в северо-восточном направлении в соответствии с простиранием зоны разрывов. Интрузив гранит-порфиров и гранодиориты рассекаются разновозрастными дайками. Ранние дайки гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиритов образуют поперечные пояса, а наиболее поздние дайки диабазов располагаются чаще всего согласно с общим простиранием зоны разлома. Здесь же широко проявлены разрывные нарушения северо-восточного простирания, рассекающие все гранитоиды и выполненные протяженными кварцевыми и другими жилами. Наиболее крупные тектонические разрывы представлены протяженными швами с глинкой трения и зонами милонитов, в пределах которых отмечаются дайки

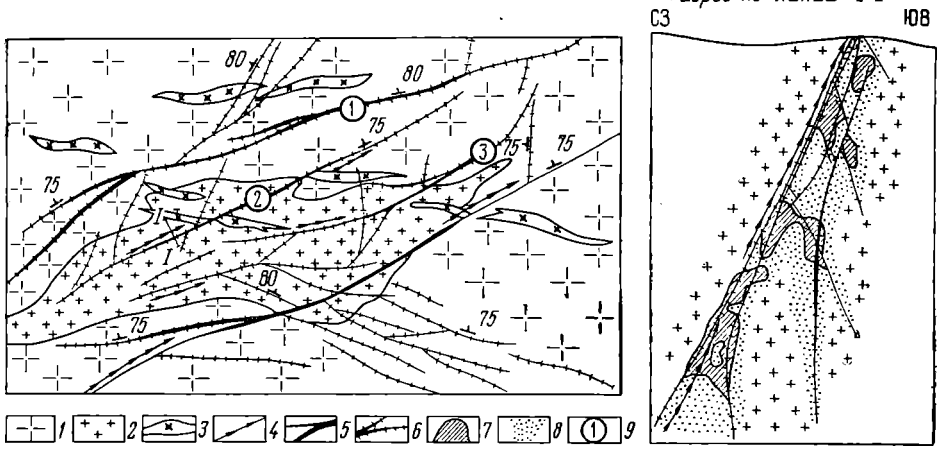


Рис. 12. Геологическое строение уранового месторождения в доорогенных гранитоидах.

1 — гранодиориты крупного батолитоподобного интрузива; *2* — гранит-порфиры, лейкократовые граниты дополнительного интрузива; *3* — пояса даек гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиритов; *4* — дайки диабазов; *5* — разрывные нарушения; *6* — кварц-карбонатные, баритовые и другие жилы с сульфидами; *7* — промышленные руды; *8* — бедные руды; *9* — наиболее крупные урановосные зоны

диабазов, интенсивные изменения вмещающих пород и кварц-карбонатные, баритовые и другие жилы и прожилки.

В пространственном размещении минеральных ассоциаций, принадлежащих разновременным стадиям минерализации, проявляются некоторые закономерности. Ранние кварцевые жилы распространены наиболее широко и приурочены к различным системам тектонических разрывов. Более поздние кварцевые жилы с вольфрамитом, касситеритом и другими минералами располагаются в юго-западной части месторождения и приурочены к северо-восточным и субширотным разрывным нарушениям. Гидротермальные образования поздних стадий, в том числе и урановое оруденение, проявлены преимущественно в центральной части месторождения.

Основное урановое оруденение приурочено к трем наиболее крупным жильным зонам (1, 2 и 3) и распределено в их пределах неравномерно. Рудные тела обычно имеют неправильную жилообразную форму, содержат участки бедных руд и безрудных вмещающих пород и характеризуются в общем небольшими размерами. Наиболее крупные из них прослеживаются по простиранию на первые сотни метров и в раздувах имеют мощность до 15—20 м. Они располагаются на участках сопряжения основных жильных зон с диагональными и в интервалах пересечения ими поперечных дайковых поясов. На таких участках наблюдаются значительные усложнения строения рудовмещающих трещинных зон и сложное штокверковое строение рудных тел.

Положение относительно небольших рудных тел и условия их залегания в значительной мере определяются особенностями морфологии и строения рудовмещающих тектонических нарушений. Наиболее богатые руды обычно связаны с участками рудовмещающих разрывов, имеющими пологое падение и широтное простирание и приоткрывавшимися в результате взбросо-сдвиговых внутриминерализационных движений. Нередко устанавливается зависимость мощности рудных тел и содержания в них урана от особенностей состава вмещающих пород и их физико-механических свойств. Более благоприятными

для локализации оруденения здесь оказываются березитизированные дайки среднего и основного состава.

Разнообразные гидротермальные образования рудного поля сформированы в два этапа и несколько стадий минерализации. В наиболее ранний додайковый этап сформировались зоны калишпатизации и жилы кварца. В последайковый этап возникли кварцевые жилы с вольфрамитом, сульфидами, барит-карбонат-сульфидные жилы и настурановое оруденение.

Урановое оруденение в рассмотренной группе месторождений развивалось в породах самого разнообразного состава. Однако в каждом месторождении из всего набора пород наиболее благоприятной для оруденения оказывалась одна их разновидность, часто существенно не отличающаяся по химическому составу от других пород. Систематическое изучение физико-механических свойств рудовмещающих пород показало, что наиболее рудоносной является та их разновидность, которая обладает наименьшими прочностными свойствами, большей хрупкостью и пористостью по сравнению с другими породами. Дорудная березитизация усиливает контрастность физико-механических свойств пород. Она приводит к уменьшению их прочностных характеристик и увеличению эффективной пористости, что облегчает трещинообразование и благоприятно влияет на формирование тонковкрапленных руд. Таким образом, литологический контроль оруденения в рассматриваемой группе месторождений определяется преимущественно не химическим составом вмещающих пород, а их физико-механическими особенностями.

Околорудные изменения вмещающих пород, минеральный состав и зональность месторождений

По особенностям минерального состава и характеру развития гидротермальные изменения пород относятся к формации березитов [86]. Характеристика березитов приводится далее, здесь же отметим их некоторые общие особенности.

Березитизация является начальной и одной из главных стадий урановорудного гидротермального процесса. В ореолах березитизации по интенсивности метасоматоза выделяются внешняя, промежуточная и внутренняя зоны, соответствующие слабо, умеренно и интенсивно березитизированным породам. На минеральный состав метасоматитов существенное влияние оказывают исходные породы. При березитизации пород среднего — основного состава метасоматиты внутренних зон постоянно содержат карбонаты, в кислых породах они характеризуются кварц-серицит-пиритовой ассоциацией.

В рудных полях тела березитов тесно связаны с разрывными нарушениями. Внешние зоны метасоматитов обычно распространены достаточно широко, внутренние и промежуточные развиваются более локально и прослеживаются вдоль конкретных разрывных нарушений.

По химическому составу наиболее благоприятны для развития мощных зон метасоматитов породы среднего — кислого состава; в основных породах ореолы березитизации более узкие. При прочих равных условиях наиболее широкие ореолы развиваются в породах, обладающих повышенной трещиноватостью и пористостью. Рудные тела размещаются среди метасоматитов внутренних зон, что обусловлено унаследованным развитием разрывных нарушений, снижением прочностных свойств пород и увеличением их эффективной пористости в результате березитизации.

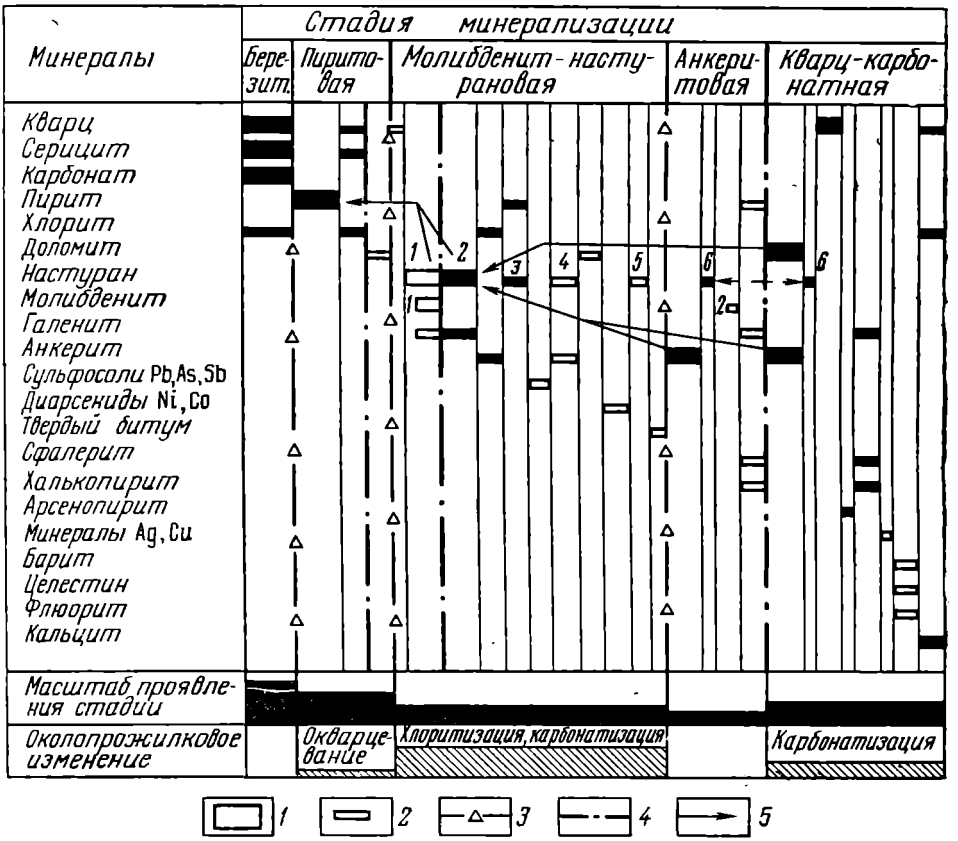


Рис. 13. Обобщенная схема последовательности минералообразования на уран-молибденовых месторождениях в геосинклинальных отложениях

1 — главные минералы; *2* — подчиненные минералы. (Залиты развитые повсеместно); *3* — интенсивное дробление; *4* — подвижки; *5* — основные замещения

На березитизированные породы накладываются хлорит-карбонатные околопрожилковые изменения, связанные с урановорудной или другими стадиями минерализации и обычно имеющие более локальное развитие. Однако в случае достаточно интенсивного проявления донастурановых кварц-карбонат-сульфидных жил (месторождения в гранитоидах) сопровождающие их кварц-хлоритовые метасоматиты могут получить заметное распространение.

Характерной чертой большинства месторождений третьей группы является присутствие в рудах молибденита, находящегося в парагенезисе с настураном. На месторождениях первой подгруппы собственно процесс минералообразования, накладывающийся на березитизированные породы, протекал в четыре стадии (рис. 13).

В первую, пиритовую стадию образовались зоны прожилкового и вкрапленного пирита. Основным минералом этих образований (80—95%) является пирит, развитый в виде мелкой вкрапленности, мономинеральных прожилков, а также гнезд в карбонатных (доломитовых) прожилках. Пирит постоянно содержит примеси молибдена, мышьяка, свинца, иногда таллия.

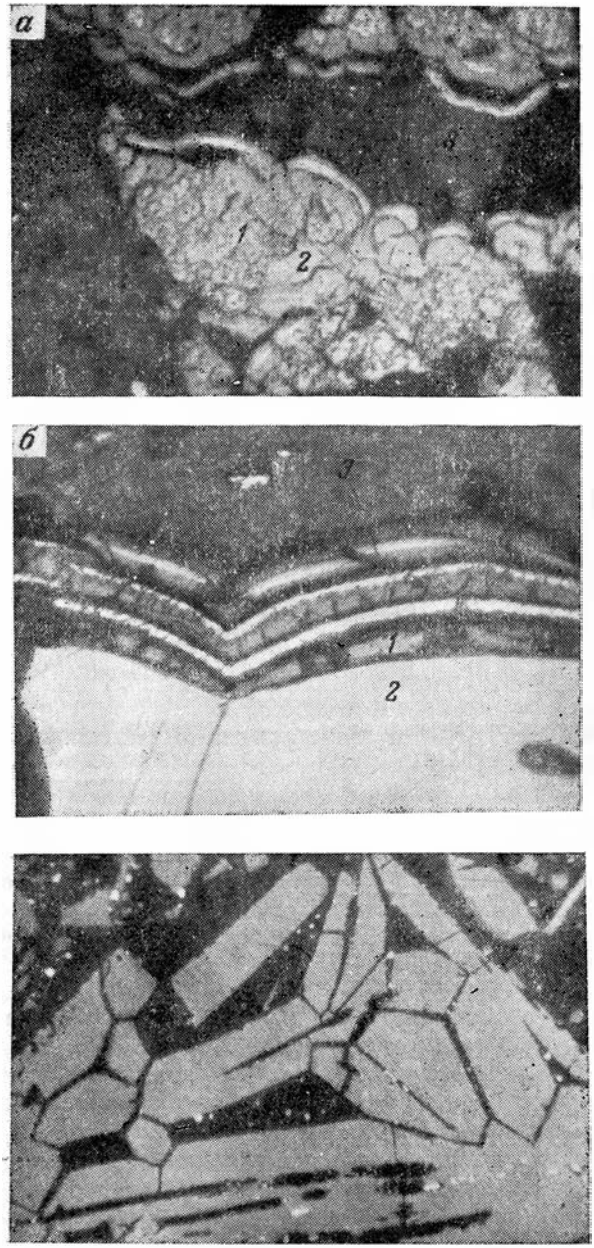


Рис. 14. Взаимоотношения настурана и молибденита первых генераций:

а — выделения молибденита 1 (*1*) в почковидном агрегате настурана 1 (*2*); *3* — анкерит; *4* — вмещающая порода. *б* — сферически-зональный агрегат настурана 1 (*1*) и молибденита 1 (*2*); *3* — анкерит. Полированные шлифы. Ув. 320

Рис. 15. Агрегат пластинчатых выделений настурана 2 (серое). Темное — вмещающая порода, белое — галенит. Полированный шлиф. Ув. 160

В молибденит-настурановую стадию образовались прожилковые или вкрапленные руды месторождений. Основной парагенетической ассоциацией являются настуран и молибденит первых генераций. Настуран образует метасоматическую вкрапленность в виде отдельных сферолитов размером в сотые доли миллиметра или их агрегатов, а также прожилки (иногда с анкеритом) и брекчиевидные скопления мощностью до 3 см. В настуране 1 постоянно

присутствует молибденит в виде мелкой вкрапленности, радиально-лучистых агрегатов и отдельных зон в сферолитах настурана (рис. 14). Иногда устанавливаются фигуры совместного роста настурана и молибденита, что говорит об одновременном выделении этих минералов.

Кислородный коэффициент настурана 1 2,40—2,60; параметр решетки 5,39—5,41 Å. Молибденит 1 является сложным многофазным соединением; он слабо анизотропен, с низкой отражательной способностью, причем различные фазы отличаются по оптическим свойствам. Детальное изучение молибденита современными методами показало, что он относится к группе железосодержащих дисульфидов молибдена с несовершенной структурой молибденита 2H. В различных фазах молибденита содержание железа изменяется от 1,5 до 3,5%. В настуране также постоянно встречается вкрапленность галенита, редко халькопирита и арсенопирита; присутствуют цирконий и свинец (первые проценты).

Менее распространена парагенетическая ассоциация настурана 2 и галенита. Это более крупные выделения — почки, гнезда, корковидные прожилки мощностью до 0,5 см с вкрапленностью галенита. В метасоматических образованиях настуран 2 иногда представлен характерными игольчатыми или пластинчатыми выделениями длиной до 0,05 мм, осевая часть которых сложена жильным минералом, чаще всего кварцем (рис. 15). Срастание иголочек происходит закономерно, что свидетельствует о дендритном росте настурана. Настуран 2 окружает или цементирует выделения настурана 1. Кислородный коэффициент настурана 2 2,42—2,47; параметр ячейки 5,41—5,42 Å. В его составе также постоянно присутствуют цирконий и свинец (первые проценты).

Эти две парагенетические ассоциации составляют основную массу. Кроме них в незначительном количестве присутствуют и другие ассоциации. Ассоциация настуран и пирит чаще всего образует зональные выделения. Очень своеобразна ассоциация настурана и анкерита. На скаленоэдрах анкерита, отчасти по внутренним зонам его роста выделяются почковидные корки настурана 4, часто зонального строения. В этих прожилках отмечается также доломит с диарсенидами никеля и кобальта.

В рудоносных прожилках, залегающих в содержащих органическое вещество породах, постоянно встречаются гнездовидные выделения настурана, обычно разбитые на отдельные блоки и сцементированные изотропным твердым битумом типа антраксолита. Образование твердых битумов связано с воздействием гидротермальных растворов на органическое вещество пород и его переотложением в жильных образованиях. Рудоносные прожилки секут и цементируют образования пиритовой стадии, а вкрапленность урановых минералов часто развивается по более ранним минералам, преимущественно замещая пирит.

Отложение рудоносных прожилков постоянно сопровождается характерным околопрожилковым изменением пород — развитием маломощных зон анкерит-хлоритовых и гематит-хлоритовых метасоматитов. Железо-магнезиальные карбонаты и магнезиально-железистые хлориты метасоматически развиваются во вмещающей породе практически по всем минералам; при этом происходит также значительный вынос органического вещества и осветление пород. Эти метасоматиты развиты несколько шире рудных тел, прослеживаются на расстояние до десятка метров от них.

Образования анкеритовой (первой послерудной) стадии развиты не на всех месторождениях. Представлены анкеритовыми жилами и брекчиями с кварцем и сульфидами железа, меди, свинца и цинка. Как правило, они

цементируют обломки оруденелых пород и рудных прожилков. В отдельных случаях в них установлен молибденит второй генерации. Он отличается от молибденита рудной стадии значительно более крупными размерами выделений, меньшим содержанием железа и вследствие этого более совершенной кристаллической решеткой, однако тоже относится к железосодержащим дисульфидам молибдена.

Образования кварц-карбонатной (второй послерудной) стадии развиты широко. Это прожилки и жилы мощностью до 0,5 м, в составе которых постоянно присутствуют сульфиды железа, меди, свинца, цинка и минералы серебра и меди (вплоть до самородных). Завершают образование этих жил барит, целестин, флюорит, апатит и глинистые минералы.

При наложении послерудных прожилков на ассоциацию рудных минералов происходит карбонатный метасоматоз с образованием переотложенного настурана, развивающегося по настурану ранних генераций или образующего тонкие прожилковидные выделения между зернами карбоната. В нем отсутствует сульфидная вкрапленность, а содержание свинца составляет всего 0,1%. Методом осколкорадиографии в карбонатах этих прожилков устанавливается неравномерно распределенный уран. Хотя масштабы переотложения незначительны, этот процесс отмечается на всех месторождениях и в особо благоприятных условиях (вблизи крупных разломов) может привести к появлению отдельных гнезд, сложенных настураном. Переотложение сопровождается также выносом радиогенного свинца и образованием его ореолов вокруг рудных тел.

Состав вмещающих пород определенным образом влияет на состав руд, однако это отмечается преимущественно для жильных минералов, особенно в образованиях послерудных стадий. Например, в породах кислого состава прожилки сложены преимущественно кварцем, в средних и особенно в основных — карбонатом и хлоритом. В породах, богатых органическим веществом, появляются прожилки, содержащие твердые битумы.

В пространственном распределении разновозрастных минеральных ассоциаций месторождений отмечается четкая пульсационная зональность, которая выражается в зональном расположении образований различных стадий при постепенном уменьшении занимаемого объема. В ореоле березитизированных пород мощностью до 0,5—1 км зоны пиритизации мощностью до 60—100 м занимают центральную и отчасти промежуточную зоны ореола. Все месторождения локализуются в зонах пиритизации, причем рудные тела приурочиваются к их центральным частям.

Образования первой послерудной стадии локализованы в узких трещинных зонах в центральных частях рудных тел, а прожилки и жилы второй послерудной стадии в основной массе приурочены к крупным разрывным нарушениям и пространственно тяготеют к средней части или периферии рудных тел. Иногда они распространены на большей площади, чем зоны пиритизации. С глубиной мощность зон пиритизации и рудных тел уменьшается, а удельный вес образований послерудных стадий — увеличивается.

Зональность отложения (фациальная) выражается в рудных телах гораздо слабее. Она заключается в изменении с глубиной соотношения настурана и молибденита: к средней части отношения U/Mo увеличивается, а ниже — уменьшается, так как максимум содержания молибдена находится гипсометрически ниже максимума содержания урана (рис. 16). Это является характерной чертой уран-молибденовых месторождений.

Анкерит-настурановая ассоциация с диарсенидами никеля и кобальта проявлена в верхних частях месторождений и имеет незначительный вертикаль-

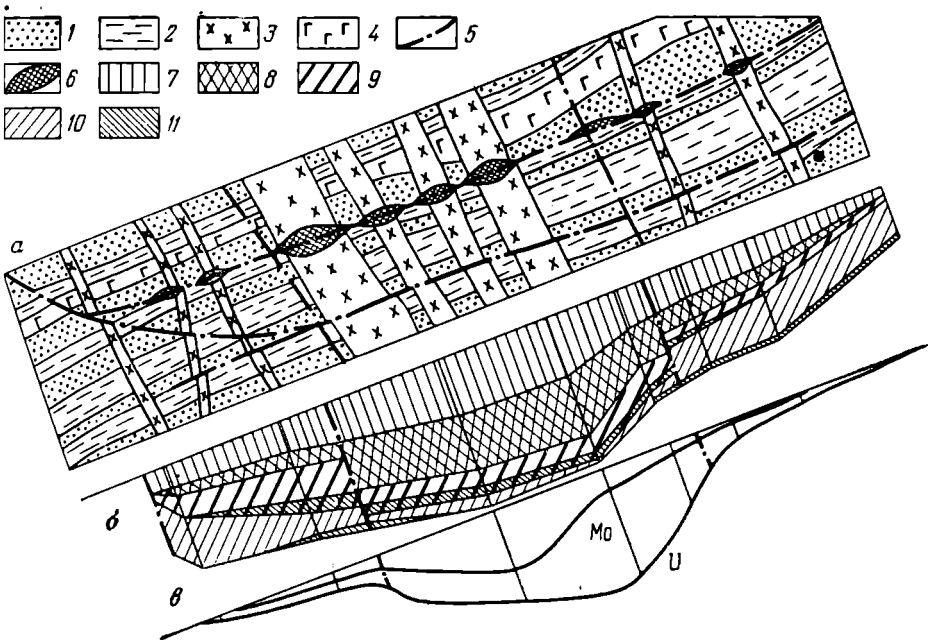


Рис. 16. Минералогическая зональность на уран-молибденовом месторождении в геосинклинальных отложениях (первая подгруппа):

а — геологический разрез, *б* — минералогическая зональность, *в* — изменение содержания урана и молибдена с глубиной.
1 — песчаники; *2* — алевролиты; *3* — дайки диоритового состава; *4* — габбро; *5* — разрывные нарушения; *6* — рудные линзы. Образования стадий (для *б*): *7* — пиритовой; *8* — молибденит-настурановой; *9* — сульфидно-анкеритовой; *10* — кварц-карбонатной; *11* — сульфиды

ный размах (100—200 м). В целом же парагенетические ассоциации настурана устойчиво выдерживаются во всем объеме месторождений.

В зонах пиритизации (пиритовая стадия) с глубиной появляется арсенопирит (или увеличивается его количество). В жилах послерудных стадий в верхних частях месторождений преобладают пирит (и марказит), в нижних — галенит и особенно сфалерит. С глубиной в рудных телах проявляется и молибденит второй генерации, не связанный с настураном, что иногда искажает действительные количественные соотношения настурана 1 и молибденита 1.

На месторождениях второй подгруппы минеральный состав руд и характер гидротермального процесса заметно отличаются от вышеописанных. Прежде всего это выражается в проявлении более ранних минеральных образований, связанных с доурановыми этапами минерализации. Так, на месторождениях в докембрийских кристаллических сланцах встречаются согласные со слоистостью линзы крупноблочного кварца с турмалином и мусковитом. На месторождении, залегающем в амфиболитах, на контакте с прорывающими их гранитоидами широко проявлены гранат-флогопит-магнетитовые скарны с наложенной пирит-пирротиновой минерализацией.

Гидротермальный урановорудный процесс связан с отчетливо более поздним этапом и в целом проявлен слабее, чем на месторождениях первой подгруппы, что приводит к уменьшению мощности ореолов измененных пород и масштабов рудных тел. Он начинается со стадии березитизации, приводящей к преиму-

ществленному развитию в ореолах изменения серицита и железо-магнезиального хлорита по темноцветным и слюдистым минералам вмещающих пород; карбонат имеет подчиненное развитие.

Первая стадия — кварц-пиритовая — это прожилковые или гнездовые, реже вкрапленные образования, сложенные пиритом и кварцем с подчиненным количеством халькопирита. Они содержат молибденит с совершенной структурой, что отличает его от железосодержащих дисульфидов молибдена на месторождениях первой подгруппы. Однако основное отличие от месторождений первой подгруппы заключается в минеральном составе настурановой или сульфидно-настурановой стадии. Основной парагенетической ассоциацией здесь является настуран 1 и галенит (реже халькопирит).

Настуран 2 в ассоциации с галенитом и пиритом (марказитом) слагает менее распространенные корковидные прожилки, окаймляющие выделения настурана 1. В карбонатных прожилках, секущих настуран 1 и 2, отмечаются мелкие выделения, очевидно, переотложенного настурана с низкой отражательной способностью.

Для образований рудной стадии очень характерно околопрожилковое изменение, выражающееся в интенсивном замещении минералов пород хлоритом. Мощность таких зон до 1,5—2 м. Гематитизация пород отсутствует.

Состав прожилков первой послерудной стадии колеблется в широких пределах — от кварц-карбонатных до кварц-сульфидных (пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит).

Завершающая стадия представлена многочисленными кварц-карбонатными прожилками с хлоритом, небольшим количеством сульфидов меди, железа и мышьяка, а в отдельных случаях — флюорита.

Несмотря на некоторые различия, месторождения первой и второй подгрупп имеют несомненное сходство в отношении особенностей развития гидротермального процесса. Это подчеркивается тем, что месторождения часто находятся в пределах одних и тех же рудных полей. В таких случаях иногда отмечается зональность в размещении минералогических типов руд, выражающаяся в смене молибденит-настурановых месторождений, в рудах которых уран преобладает над молибденом ($U > Mo$), молибденит-настурановыми с резким преобладанием настурана над молибденитом ($U \gg Mo$), а далее — настурановыми (молибденит в рудах отсутствует).

Месторождения третьей подгруппы также характеризуются проявлением ранних, доурановорудных этапов минералообразования, возможно связанных с доорогенными гранитоидами. Они представлены мощными кварцевыми жилами с редкой вкрапленностью касситерита, иногда кварц-пиритовыми, золотосодержащими и другими жилами, которые отчетливо секутся образованиями урановорудного этапа, начинающегося со стадии березитизации вмещающих пород. Месторождения заметно различаются по положению рудной стадии в процессе минералообразования. По этому признаку можно выделить две схемы стадийности гидротермального процесса.

Процесс минералообразования по первой схеме начинается с формирования слабопроявленных маломощных прожилков сульфидной стадии, состоящих преимущественно из пирита с небольшим количеством арсенопирита. Рудная стадия представлена многочисленными настуран-сульфидными прожилками, в составе которых выделяются три парагенетических ассоциации настурана. Главной из них является молибденит-настурановая. Галенит-настурановая ассоциация развита меньше; кальцит-настурановая ассоциация, по-видимому, с переотложенным настураном, встречается очень редко. Отложение рудо-

носных прожилков сопровождается образованием вокруг них ореола хлоритизированных пород. Завершающие стадии представлены широко развитыми жилами кварц-барит-анкеритовой (с галенитом и сфалеритом) и кальцит-флюоритовой (с сульфидами) стадий.

По второй схеме минералообразование начинается с формирования жил кварц-сульфидной стадии. Карбонат представлен преимущественно сидеритом, в отличие от ранее описанных месторождений, а сульфиды — арсенопиритом, галенитом и сфалеритом. В следующую стадию образуются барит-сидерит-кварцевые жилы с небольшим количеством пирита и хлорита. Рудная, сульфидно-настурановая стадия завершает минералообразование. Основной ассоциацией стадии является сульфидно-настурановая, причем одним из сульфидов (далеко не самым распространенным) является молибденит, однако наиболее характерны халькопирит, галенит и отчасти минералы висмута. Менее распространена карбонат-настурановая ассоциация.

Перемещение урановорудной стадии в самый конец гидротермального процесса объясняется составом гидротермальных растворов сульфидной и барит-карбонатной стадий, препятствующим переносу урана. Подробнее этот вопрос рассматривается далее.

Таким образом, урановые месторождения в основании орогенных вулкано-тектонических депрессий близки между собой по геологическому положению: они контролируются зонами глубинных разломов и располагаются в узлах их пересечения и расщепления. Размещение этих месторождений в различных структурных этажах и ярусах обусловливает разнообразие геолого-структурных обстановок формирования оруденения.

Для рудных полей и месторождений в геосинклинальных комплексах основные особенности размещения и локализации оруденения определяются пликативными и разрывными нарушениями, заложенными в главную фазу складчатости геосинклинальных областей. Для этой подгруппы месторождений характерна также приуроченность рудных залежей непосредственно к крупным разрывным нарушениям. Для рудных полей и месторождений в метаморфизованных породах фундамента в распределении и локализации оруденения разрывные нарушения превалируют над складчатыми, а на месторождениях в гранитоидах они являются по существу единственным рудолокализующим фактором.

Складчатые и разрывные нарушения в месторождениях рассматриваемой группы возникли задолго до проявления рудообразующих гидротермальных процессов. Длительное унаследованное развитие их связано с расположением рудных полей в мобильных зонах долгоживущих глубинных разломов. Урановорудный процесс начался с березитизации, в результате которой сформировались зонально построенные ореолы измененных пород. Рудные залежи размещаются в их центральных частях и сложены минеральными образованиями нескольких стадий. Настуран отложился в одну из первых стадий минерализации, парагенетические ассоциации его с молибденитом и галенитом слагают подавляющую часть руды.

Урановые месторождения в основании вулкано-тектонических депрессий были сформированы после накопления осадочно-вулканогенных пород и внедрения самых поздних магматических образований орогенной стадии. В результате тектонических движений к этому периоду на одном гипсометрическом уровне оказались породы различных структурных этажей и ярусов. Отложение урановых руд и формирование месторождений в лучшем случае могло происходить под толщей вулканогенно-осадочных пород, мощность которых

в центральных частях депрессий обычно составляет 1—2 км. Поскольку месторождения размещены в краях вулкано-тектонических депрессий, мощность упомянутых образований здесь вряд ли превышала 500—600 м. Эта величина может характеризовать ориентировочную глубину формирования верхних частей месторождений от дневной поверхности времени рудообразования.

Известный вертикальный размах оруденения в различных подгруппах месторождений неодинаков. В месторождениях, залегающих в складчатых геосинклинальных комплексах, промышленное урановое оруденение встречено на глубинах более 1000 м без существенных изменений в минеральном составе руд и околорудных метасоматитов. Эта подгруппа месторождений обычно имеет наибольшую промышленную ценность.

Месторождения в метаморфизованных породах фундамента характеризуются незначительной амплитудой распространения оруденения по вертикали (порядка первых сотен метров) и преимущественно небольшими размерами. Имеющиеся данные указывают на их слабую эродированность, что дает возможность ожидать выявления масштабных месторождений в более контрастных геологических обстановках.

На месторождениях в доорогенных гранитоидах распространение оруденения в геологическом разрезе обычно не более 300—500 м. По ряду геолого-минералогических признаков это объясняется большим послерудным эрозионным срезом, так что общая глубина развития оруденения в благоприятной структурно-геологической обстановке могла достигать существенно большего значения.

КЛАСС Б

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВНЕ ВИДИМОЙ СВЯЗИ С ПОЗДНИМ МАГМАТИЗМОМ

В урановорудных провинциях наряду с месторождениями, пространственно связанными с интрузивами гранитоидов или вулканогенными образованиями орогенной стадии, выделяются гидротермальные урановые месторождения, не обнаруживающие такой связи. Некоторые из них контролируются теми же глубинными разломами, которые определяли пространственное размещение орогенных магматических образований, другие — находятся в районах, где проявления позднего магматизма крайне незначительны или полностью отсутствуют. К числу таких рудных районов относятся, в частности, орогенные депрессии, выполненные молассовыми отложениями, а также отдельные блоки устойчивых поднятий, в которых обычно широко проявлены магматические комплексы ранних и средних стадий развития складчатой области.

Возраст всех гидротермальных урановых месторождений в пределах каждой металлогенической провинции одинаков. Формирование гидротермального уранового оруденения в фанерозойских складчатых областях происходило после накопления красноцветных молассовых отложений, перекрывающих самые поздние орогенные магматические образования. Месторождения располагаются в различных стратиграфических комплексах, которые в период рудообразования находились в определенном диапазоне глубин, в пределах так называемого критического горизонта. Исходя из этого все месторождения рассматриваемого класса по их положению в структурных этажах и ярусах подразделяются на три группы (см. табл. 1).

Гидротермальные урановые месторождения, залегающие в различных структурных этажах и ярусах, даже в пределах единой ураноносной провинции, наряду с общими чертами строения имеют и существенные различия, которые ярко выявляются при сравнении морфологии рудных тел, особенностей их структурного контроля, околорудных изменений и минерального состава руд. Эти различия определяются в основном неодинаковой ролью литологических свойств вмещающих, подстилающих и перекрывающих пород, а также различной глубиной рудоотложения и разной температурой образования минеральных ассоциаций.

Группа 1

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В МОЛАССОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОРОГЕННОГО ЯРУСА

Основную роль в локализации уранового оруденения данной группы играют физико-механические свойства пород и в первую очередь их пористость. Крупные разломы и зоны разрывных нарушений обычно оруденения не несут, а только его контролируют. Рудная минерализация отмечается в пределах значительной части стратиграфического разреза орогенного яруса, представленного терригенными отложениями, часто обогащенными органическим веществом, но основная масса оруденения сосредоточена лишь в нескольких наиболее благоприятных горизонтах. К ним прежде всего относятся высокопористые песчаники и гравелиты, залегающие под экранирующей покрышкой слабо проницаемых глинистых пород. Рудные тела характеризуются линзовидной или пластовой формой, однако нередко они не подчиняются слоистости и пересекают напластование под острыми углами.

Особенности локализации уранового оруденения характеризуемого типа в пермских молассовых отложениях Социалистической Республики Румынии подробно излагаются в докладе И. Корничука и Т. Буртик [136]. Рудовмещающий комплекс осадочных пород верхнего карбона — перми выполняет здесь крупную грабенообразную депрессию субмеридионального простирания. Фундамент депрессии сложен кристаллическими сланцами верхнего протерозоя и хлорит-серицитовыми сланцами нижнего — среднего палеозоя.

В основании разреза карбон-пермских отложений выделяется мощная (до 1,5—2 км) толща сероцветных конгломератов и гравелитов с прослоями песчаников, которые в нижней части разреза сменяются песчаниками с глинистыми алевролитами и битуминозными сланцами. На битуминозных сланцах трансгрессивно залегают континентальные пестроцветные и красноцветные отложения пермского возраста общей мощностью около 500 м.

По литологическим признакам континентальные молассовые отложения подразделяются на пять горизонтов, каждый из которых включает один или несколько микроритмов. Все микроритмы начинаются с базальных конгломератов и кончаются мелкозернистыми отложениями. Урановое оруденение, представленное здесь уран-битумным минеральным типом, приурочено к трем из этих горизонтов — нижнему и двум верхним. Стратиграфические разрезы минерализованных зон характеризуются высокой контрастностью гранулометрического состава отложений, быстрой сменой по разрезу крупнозернистых пород более мелкозернистыми.

Рудовмещающие горизонты высокопроницаемых, пористых пород, представляющие собой отложения аллювиальных и прибрежно-озерных фаций, обычно залегают на размытой поверхности алевролитов и песчаников с глинистым цементом и перекрываются темными алевролитами с прослоями карбонатных

пород. Рудные тела имеют пластообразную или линзообразную форму. Они располагаются в ядрах антиклиналей или тяготеют к узлам сопряжений разрывных нарушений, где отмечаются значительно обогащенные участки с мелкими жильными выделениями массивных битумов. Зоны сильно трещиноватых пород всегда отличаются повышенным содержанием урана. Породы, вмещающие урановое оруденение, были подвержены интенсивной аргиллизации, а также окремнению и карбонатизации. Размеры рудных тел находятся в прямой зависимости от интенсивности и размеров околорудных изменений.

Твердые битумы образуют неправильные включения в пористых породах, а также замещают частично или полностью цемент обломочных пород, а иногда захватывают и кластический материал. Содержание органического углерода в рудных зонах до 3—6%, а урана в битуме изменяется в широких пределах — от первых долей процента до 10—15%. Минеральной формой выделения урана является настуран, присутствующий в битумах в дисперсной форме. В меньшем количестве тонковкрапленный настуран содержится в цементе песчаников, в трещинках среди битумов и вокруг битумных включений.

Генезис уран-битумных месторождений продолжает вызывать острые дискуссии. Эпигенетический характер оруденения очевиден и признается всеми исследователями. Формирование битумов из газообразных и жидких углеводородов рассматривается как результат переотложения активными восходящими растворами вещества подстилающих битуминозных отложений.

К аргументам в пользу гидротермального генезиса следует добавить также и то, что в прилегающих регионах известны жильные образования урановосных битумов, которые залегают в кристаллических сланцах и имеют явно гидротермальное происхождение [218]. Причем на обоих типах месторождений устанавливается одинаковая направленность в развитии процессов минералообразования. Принципиальное отличие стратиформных месторождений от месторождений жильного типа заключается в том, что на первых изменения вмещающих пород и рудная минерализация не прослеживаются по разломам на глубину, а широко распространяются от них по площади вдоль водоносных горизонтов.

Формирование месторождений обусловливалось, вероятно, в основном смешением и взаимодействием глубинных растворов с пластовыми водами рудовмещающих толщ. Сложное строение стратиформных залежей, неконтрастность околорудных изменений и нечеткость метасоматической зональности — все эти характерные особенности предопределялись, по-видимому, не спецификой рудоносных растворов, а условиями их циркуляции.

Группа 2

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ДООРОГЕННЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСАХ

Подавляющее большинство месторождений этой группы размещается среди относительно слабо метаморфизованных осадочных пород, образованных в раннюю или среднюю стадии геосинклинального развития складчатых областей. Формирование урановых руд всех наиболее значительных месторождений происходило преимущественно путем метасоматоза. Выполнение открытых полостей играло подчиненную роль. Поэтому в локализации оруденения очень ярко проявляется сочетание благоприятных структурных и литологических факторов. Крупные тела урановосных метасоматитов развивались в участках

высокой проницаемости вдоль благоприятных для замещения горизонтов осадочных пород.

Рудные поля и месторождения группы пространственно тяготеют к краевым частям блоков с различным тектоническим режимом развития в геосинклинальный период и располагаются в узлах сопряжений или пересечений глубинных разломов, ограничивающих и (или) рассекающих такие блоки.

Осадочные и эффузивные толщи доорогенного геосинклинального комплекса обычно подвержены интенсивной линейной складчатости. Однако в рудных полях складчатое строение рудоносных участков отличается бо́льшим разнообразием. Крутопадающие складки обычно не имеют здесь четко выраженного линейного строения. Они отличаются резкими изменениями простираний осевых поверхностей, поперечными осложнениями крыльев, крутыми замыканиями. Наряду с узкими складками, имеющими крутопадающие крылья, в рудных полях выделяются сложные куполовидные складки диапирового типа. Отмеченные морфологические особенности складчатых дислокаций определяются их взаимосвязью с различно ориентированными зонами региональных разломов, образующими урановорудные тектонические узлы. Установлено, что зоны этих нарушений оказывали также влияние на состав, мощность и общее строение разрезов пород слоистых рудовмещающих комплексов.

Структурные условия локализации уранового оруденения на всех месторождениях характеризуемой группы определяются сочетанием крутопадающих разрывных нарушений, являющихся элементами зон крупных разломов, складчатых форм и послойных тектонических срывов. Рудные тела развиваются в зонах секущих разрывов и сопряженных с ними внутрипластовых и межпластовых зонах срывов и дробления, особенно в местах изгибов ядер и крыльев складок, причем околорудными изменениями охватываются значительные участки прилегающих слабо трещиноватых пород, благоприятных для замещения.

На ряде месторождений непосредственно в главных зонах разломов размещаются доорогенные субвулканические и интрузивные тела, сложенные породами основного — среднего состава. В таких условиях урановое оруденение обычно обнаруживает четкую пространственную приуроченность к ним, но рудные тела залегают практически только среди осадочных или туфогенно-осадочных пород. Рудные тела представляют собой пластообразные, седлообразные, а также сложные по форме метасоматические залежи вкрапленных руд, в которых урановорудные минералы в виде тонкой вкрапленности и микропрожилков почти равномерно распределяются в пределах значительного объема метасоматитов.

По составу вмещающих пород и условиям локализации оруденения урановые месторождения в доорогенных геосинклинальных комплексах подразделяются на три подгруппы (см. табл. 1). Ведущим типом околорудных изменений на месторождениях первых двух подгрупп является низкотемпературный натровый метасоматоз — эйситизация. Месторождения первой подгруппы связаны с кварц-альбитовой фацией эйситов [226], второй подгруппы — с карбонат-апатитовой фацией, образованной в условиях высокой активности фосфора. Месторождения третьей подгруппы представляют собой своеобразный структурный тип стратиформных образований. Пластообразные, сложной морфологии рудные тела дисперсных и прожилково-вкрапленных руд сульфидно-коффинит-настурановой и карбонат-настурановой ассоциаций сопровождаются на этих месторождениях широкими ореолами гидротермальной аргиллизации, гематитизацией и магнезиальной карбонатизацией вмещающих пород. Особенности

геологического строения, вещественный состав урановых руд и условия локализации месторождений третьей подгруппы достаточно полно рассмотрены в ряде публикаций [55, 56, 57, 259, 153] и вследствие этого в настоящей книге не разбираются.

Месторождения в терригенно-вулканогенных толщах

Среди месторождений, залегающих в терригенно-вулканогенных толщах, выделяются два структурно-морфологических типа:

а) связанные с разрывными нарушениями и складчатыми формами в слоистых толщах,

б) приуроченные к вулканическим аппаратам и штокам доорогенных малых интрузий основного и среднего состава.

Месторождения, связанные с разрывными нарушениями и складчатыми формами в слоистых толщах. На рис. 17 показано геологическое строение характерного рудного поля этого типа месторождений [326]. Отложения нижнего яруса геосинклинального этажа залегают здесь на спилитах, сланцах и других метаморфических породах, слагающих фундамент. В их составе выделяются две толщи. Нижняя (первая) представлена эффузивно-осадочными породами, верхняя (вторая) — слагается песчаниками, алевролитами и менее туфами порфиритов. Отложения нижней толщи прорваны интрузивами гранитоидов. Образования среднего яруса, представленные известняками, песчаниками и алевролитами, с резким угловым несогласием перекрывают более древние породы и прорывающие их интрузивы. Все слоистые породы рудного поля собраны в складки субмеридионального и субширотного простирания, отражающие направления главнейших разломов. Образования нижнего и среднего ярусов прорваны небольшими телами гранитов и дайками основного и среднего состава, относящимися к орогенной стадии развития. За пределами рудного поля они перекрываются породами верхнего структурного этажа (платформенный чехол).

Отложения верхней толщи нижнего яруса образуют в центральной части рудного поля узкую синклинальную складку субмеридионального простирания. В средней части последняя осложнена поперечным антиклинальным перегибом, а на юге и севере образует центриклинальные замыкания. Крылья складки имеют крутое падение. Синклинальная складка осложнена разломами северо-восточного простирания, которые группируются в три крупные зоны. Две из них проявлены в участках центриклинальных замыканий, а третья рассекает складку в средней ее части, где картируется антиклинальный перегиб. Эти нарушения имеют длительную историю развития и глубокое заложение. Они проявляются в породах нижнего структурного этажа, а также в нижней толще нижнего яруса геосинклинального этажа, менее отчетливо среди интрузивов и пород верхней толщи, при этом отдельные горизонты последней почти не смещаются ими, однако интенсивно раздроблены, особенно в тех участках, где прорваны интрузивами диоритов. Вблизи северо-восточных разрывов крылья субмеридиональной складки обычно осложнены многочисленными послойными срывами, реже секущими мелкими разрывами, которые при удалении от этих разломов постепенно выклиниваются. Особенно много послойных разрывных нарушений вблизи основания верхней толщи, в местах перегибов крыльев складки по падению и простиранию.

В участках пересечения северо-восточными разломами субмеридиональной складки выявлены интрузивные массивы диоритов, здесь же обнажаются поздние интрузивные тела и дайки. Вытягиваются они в основном вдоль упо-

минавшихся разломов, а их апофизы нередко распространяются по зонам послойных срывов. В связи с этим форма интрузивов сложная.

Рудные тела залегают в нижней части верхней толщи, вблизи ее контакта с подстилающими породами. Они так же, как и интрузивы, отчетливо тяготеют к участкам пересечения северо-восточными разломами субмеридиональной складки и обычно локализуются вдоль послойных срывов, образуя ряд метасоматических залежей. По простиранию рудные тела ограничиваются плоскостями разрывов, секущими складку. В пределах рудного поля подобное геологическое строение наблюдается на трех участках; в каждом из них находится самостоятельное урановое месторождение.

Геологическое строение месторождения, расположенного в северной части рудного поля, показано на рис. 18. Рудные тела здесь заключены в блоке между двумя разломами северо-восточного простирания, секущими складку. Они размещаются в послойных срывах, локализованных на изгибе складки. Сами послойные разрывные нарушения возникли в процессе складчатости и затем неоднократно подновлялись, вмещают многочисленные апофизы диоритов и дайки основного состава, а также минеральные образования ранних стадий гидротермального процесса, сопровождающиеся ореолами метасоматического изменения пород. Развитое вдоль послойных разрывов урановое оруденение образует несколько кулисообразно расположенных рудных тел, по форме напоминающих уплощенные столбы и линзы.

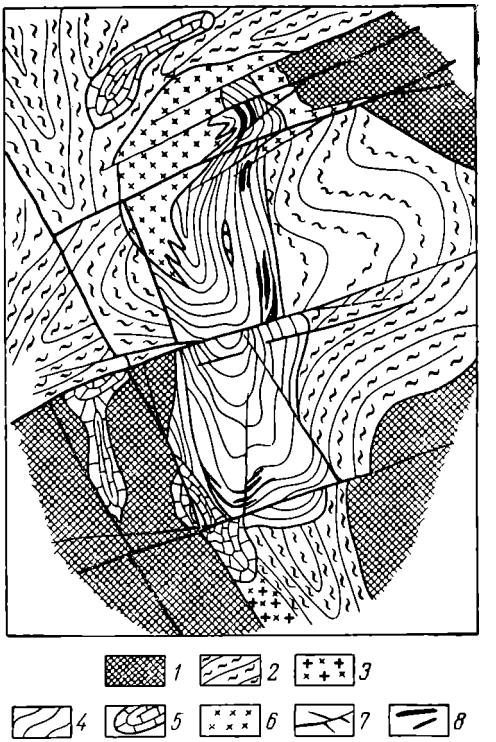


Рис. 17. Схема геологического строения уранового рудного поля в терригенно-вулканогенных толщах нижнего яруса геосинклинального этажа.

1 — породы нижнего этажа (фундамента); *2—5* — породы геосинклинального этажа: *2* — нижняя толща, нижний ярус, *3* — интрузивы гранитоидов, прорывающие нижнюю толщу, *4* — верхняя толща, нижний ярус, *5* — средний ярус; *6* — поздние интрузии и дайки; *7* — разломы; *8* — рудные тела

Падение рудных тел северо-западное, склонение западно-юго-западное, обусловленное тем, что осевая плоскость изгиба с глубиной становится параллельной плоскости северо-восточного разлома. В связи с этим по падению рудовмещающая пачка приближается к северо-восточному разлому и в северной части на меньших, а к югу на все возрастающих глубинах срезается им, а рудовмещающие послойные нарушения последовательно сочленяются с разломом. С глубиной рудные тела вплотную приближаются к северо-восточному разлому, уменьшаются в мощности и постепенно приобретают прожилковое строение. Как слоистость пород, так и развивающиеся вдоль нее прожилки урановой смолки становятся параллельными разлому, а сам разлом на этом интервале оказывается послойным и приобретает северо-западное падение. Отчетливый контроль складчатыми формами проявляется не только для

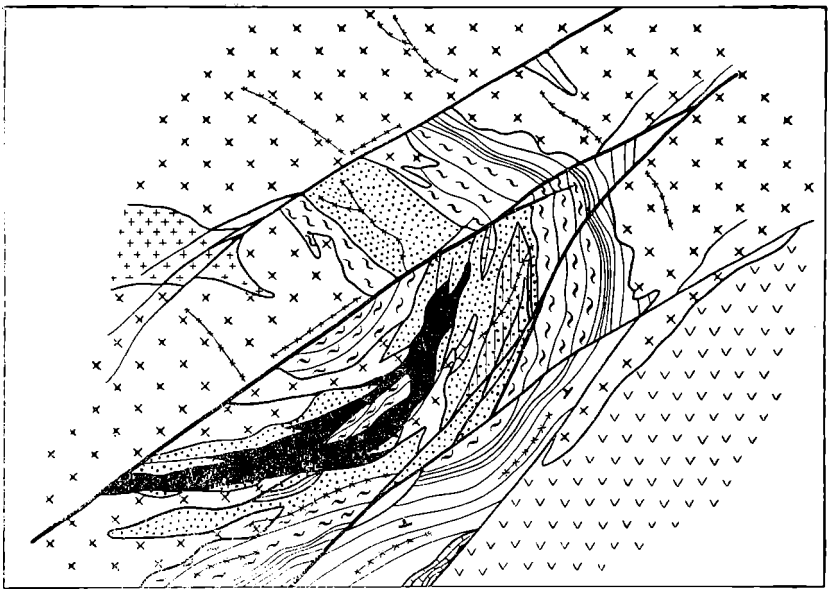


Рис. 18. Схема геологического строения уранового месторождения в нижнем ярусе геосинклинального этажа.

1 — порфириты первой толщи; *2—6* — отложения второй толщи: *2* — известняки, *3* — песчаники и туфопесчаники, *4* — алевролиты, *5* — аргиллиты, *6* — туфы и туфопесчаники; *7* — диориты; *8* — дайки лампрофиров; *9* — поздние граниты; *10* — разломы; *11* — рудные тела

урановорудных тел, но и для всех предшествовавших им гидротермальных образований. Кварц-серицитовые, а также кварц-альбитовые метасоматиты развиты чаще около северо-восточных разломов, но локализуются вдоль оперяющих их послойных разрывов, образуя согласные с напластованием линзы и пластообразные тела.

В верхних частях месторождения рудные тела приурочены к зонам брекчий, развитым вдоль северо-восточного разлома. На таких участках рудные тела нередко заметно расширяются по восстанию, и их конфигурация определяется формой зоны тектонической брекчии в сочетании с небольшими разрывными нарушениями, ограничивающими развитие оруденения. В плане такие рудные тела местами имеют полигональное очертание.

Существенную роль в локализации оруденения играет литологический контроль. Как правило, оно приурочено к горизонтам песчаников, туфов и туфопесчаников и слабо проявляется в алевролитах, известняках и известковистых аргиллитах. Оруденение развивается также среди черных алевролитов и аргиллитов, содержащих повышенное количество органического вещества и тонкорассеянного пирита.

Гидротермальный процесс, приведший к формированию уранового оруденения, подразделяется на пять стадий: 1) предрудную стадию изменения пород, 2) анкеритовую, 3) первую рудную — апатит-циртолитовую, 4) вторую рудную — коффинит-молибденит-настурановую, 5) пострудную — кальцитовую.

Наиболее существенные метасоматические преобразования связаны с ранней предрудной стадией, которая охватила широкие участки сильно трещиноватых пород, литологически благоприятных для замещения. В наиболее рас-



Рис. 19. Соотношения рудных минеральных ассоциаций. Обломки эйситизированных пород цементируются минералами апатит-циртолитовой ассоциации (*1*). Секущие прожилки сложены коффинит-молибденит-настуран-хлоритовой ассоциацией (*2*). Прозрачный шлиф, николь один. Ув. 90

пространенных разностях пропилитизированных осадочных пород граувакко-вого состава в процессе предрудной стадии изменения (эйситизации) кварц и слюда замещались альбитом, актинолит-хлоритом, а в дальнейшем анкеритом. В конечном итоге развивались хлорит-анкерит-альбитовые и анкерит-альбитовые породы с микрогранобластовой структурой. С этим процессом изменения тесно связано формирование многочисленных прожилковых выделений альбит-анкеритового состава.

Анкеритовая стадия характеризовалась интенсивным развитием карбонатного метасоматоза, в основном в зонах дробления эйситизированных пород вблизи крупных разрывных нарушений, где анкеритом заместились все главные породообразующие минералы.

В первую рудную стадию выделялись альбит, анкерит, хлорит и урансодержащие минералы фосфора, циркония и титана (апатит, циртолит, лейкоксен, возможно анатаз и др.). Микрозернистые скопления минералов этой стадии (рис. 19) сравнительно широко развиты среди околорудноизмененных пород, нередко встречаются также в участках анкеритизации. Количественные соотношения минералов, в том числе и урансодержащих, резко изменчивы. Среди последних обычно преобладает циртолит, характеризующийся богатым содержанием урана. На распределении минералов фосфора и циркония сказывается влияние литологического состава пород: для образования первых благоприятной средой являлись известковистые породы, а для вторых — алюмосиликатные. Однако даже в участках максимального накопления апатита и циртолита содержания их не превышают первых процентов.

В последующие стадии минералообразования формировались преимущественно жилы и прожилки.

Со второй рудной стадией связано образование молибденита, настурана, коффинита и гелевидного водосодержащего уран-циркониевого минерала — циркониевого коффинита. Находясь обычно в тесном срастании, эти минералы слагают мелкие секущие и послойные прожилки, которые окаймляются железомагнезиальным хлоритом. В участках с высокими рудными концентрациями рудосопровождающий хлорит может составлять до 20% объема породы.

В распределении рудных минералов отмечаются следующие особенности:

1) наиболее крупные обособления представлены в основном настураном. Он характеризуется высоким содержанием циркония в связи с присутствием в нем субмикроскопической вкрапленности цирконневого коффинита.

2) криптокристаллический сульфид молибдена наблюдается только в тесном срастании с настураном; самостоятельные выделения для этого сульфида не характерны.

3) молибденит и цирконневый коффинит не образуют совместных скоплений, в которых оба этих минерала находились бы в достаточно большом количестве (хотя бы более 1%).

В пострудную стадию по трещинам формировались жилы и прожилки кальцита, происходила интенсивная хлоритизация в зонах смятия, возникали редкие и мелкие прожилки барита.

Форма выделений и пространственные соотношения продуктов различных стадий гидротермального процесса дают основание считать, что минералообразование происходило на фоне активных тектонических движений, причем дроблением захватывались все более узкие зоны. Соответственно минеральные ассоциации каждой последующей стадии, за исключением пострудной, все в большей мере обнаруживают тяготение к центральным частям зон метасоматических изменений. Масштабы метасоматических изменений вмещающих пород значительно превышают параметры рудных тел. В то же время концентрация оруденения, как правило, находится в прямой зависимости от интенсивности метасоматических преобразований.

Месторождения, приуроченные к вулканическим аппаратам и штокам дорогенных малых интрузий основного и среднего состава. На месторождениях этого типа урановое оруденение пространственно связано с породами вулканических аппаратов и субвулканическими телами порфиритов, возникшими в начальные и ранние стадии геосинклинального развития. Рудные тела залегают преимущественно среди осадочных или туфогенно-осадочных пород, вмещающих эти рвущие образования [93, 36]. Форма и структурные условия локализации рудных тел определяются здесь разрывными нарушениями в сочетании с различными элементами складок и послойными срывами.

Условия залегания, а также данные по определению абсолютного возраста свидетельствуют о том, что формирование урановых месторождений происходило в заключительную стадию геосинклинального развития, примерно на два геологических периода позже становления магматических тел, с которыми они пространственно связаны. Положение месторождений объясняется, по-видимому, общей приуроченностью оруденения и магматических образований к одним и тем же узлам длительно развивавшихся разломов глубокого заложения, а также повышенной трещиноватостью этих участков в связи с резкой анизотропией физико-механических свойств осадочных пород и нахождением в них рвущих вулкано-плутонических тел.

Одно из месторождений характеризуемого типа размещается в краевой части интрагеоантиклинального блока среди образований нижнего яруса геосинклинального этажа [36]. В стратиграфическом разрезе резко изменчивых и неоднородных по гранулометрическому составу осадочных пород, развитых на участке месторождения (рис. 20), выделяются три пачки (снизу вверх): 1) переслаивание маломощных пластов и линз аргиллитов, алевролитов и тонкозернистых песчаников; 2) ритмичное переслаивание линзовидных пластов гравелитов, полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов; 3) сложнее

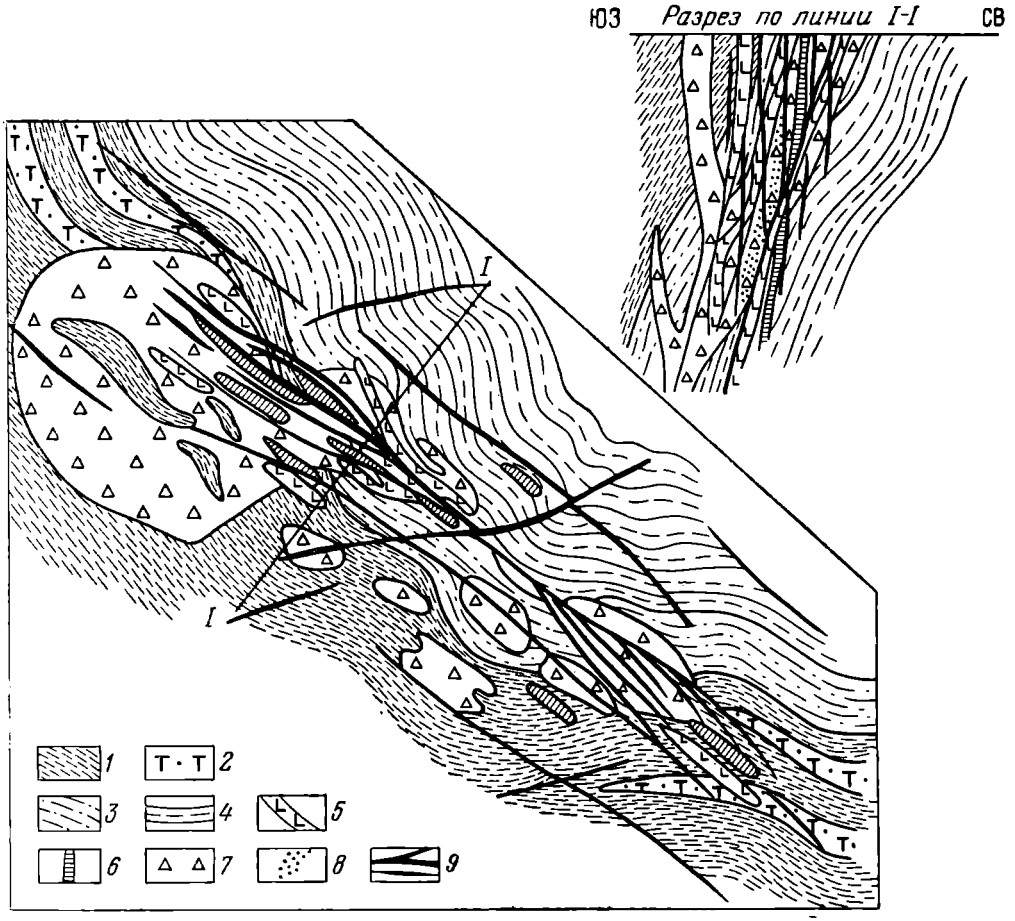


Рис. 20. Схема геологического строения месторождения, приуроченного к неккам диабазов.

1 — переслаивающиеся аргиллиты и песчаники; *2* — туфопесчаники; *3* — ритмично переслаивающиеся гравелиты, полимиктовые песчаники, алевролиты и аргиллиты; *4* — переслаивающиеся аргиллиты, алевролиты и тонкозернистые песчаники; *5* — дайки среднезернистых диабазов; *6* — дайки мелкозернистых диабазов; *7* — лавобрекчии; *8* — урановое оруденение; *9* — разрывные нарушения

переслаивание пластов аргиллитов, песчаников, реже конгломератов. В верхней пачке имеются линзы хорошо отсортированных туфопесчаников.

Осадочные породы прорваны вулканическими брекчиями. Последние залегают в виде трубообразных тел сложной ветвящейся формы, которые на глубине соединяются в единое сложное тело, представляющее собой жерловый аппарат древнего вулкана. Вся система рвущих тел падает на юго-запад под углами 65—80° и при погружении испытывает крутое склонение (70—80°) в северо-западном направлении. Жерловые аппараты выполнены лавобрекчиями. В центральных частях жерл эти образования в основном состоят из угловатых обломков диабазов, в периферических частях в составе обломков резко возрастает роль осадочных пород. Цемент лавобрекчий представлен либо слабо раскристаллизованным непрозрачным вулканическим стеклом, либо

тонкоперетертым материалом, близким по составу к крупным обломкам. Тела вулканических брекчий рассечены дайками микро- и мелкозернистых диабазов, которые в свою очередь прорваны дайками среднезернистых диабазов.

Слои осадочных пород простираются в северо-западном направлении и моноклинально падают на юго-запад под углами 65—80°. По простиранию и падению они осложнены многочисленными мелкими поперечными изгибами.

Резкая анизотропия осадочной толщи и наличие в ней рвущих тел лавобрекчий и даек диабазов оказались весьма благоприятными факторами для развития разрывных нарушений, среди которых преобладают близпослойные дизъюнктивы, вытянутые на СЗ 300—310°. Наиболее крупный из них прослеживается примерно в средней части месторождения. В осадочных породах это нарушение представлено серией сближенных субпараллельных тектонических швов, заключенных в интенсивно разлистованных и хлоритизированных породах. На юго-восточном и северо-западном флангах при переходе из толщи осадочных пород в образования жерловой фации плоскость падения этого нарушения искривляется и оно расщепляется на серию сопряженных сближенных мелких разрывов, образующих в пределах месторождения два интенсивно трещиноватых участка типа структур «конского хвоста», которые в плане имеют клинообразную форму. На глубину последние прослеживаются в виде столбообразных штокверковых зон, падающих на юго-запад согласно со склонением тел вулканических брекчий.

В период рудообразования эти трещиноватые участки оказались легко проницаемыми для гидротермальных растворов. В их пределах наиболее полно проявились процессы альбитизации вмещающих пород, здесь же формировалась главная масса урановых руд.

Сочетание двух структурных элементов: разрывных нарушений северо-западного простирания и трубообразных тел, выполненных жерловыми фациями пород основного состава, создало благоприятные условия для локализации оруденения. Рудные залежи находятся преимущественно в зоне контакта лавобрекчий с вмещающими породами: одни из них приурочены непосредственно к контакту, развиваясь и в тех и в других породах одновременно, другие, тяготея к контакту, вместе с тем целиком сформированы в осадочных породах. Каждая из рудных залежей образована серией сближенных, кулисообразно расположенных рудных линз, разделенных безрудными интервалами либо рудами с убогим содержанием урана. Условия локализации отдельных линз обычно определяются участками максимального развития мелкой трещиноватости.

Рудные линзы сложены микро- и тонкозернистыми равномерно рассеянными, иногда прожилково-вкрапленными рудами. Равномерно рассеянные руды формировались первыми. Они возникли путем метасоматического замещения раздробленных пород микрозернистым агрегатом урансодержащего фторапатита и сопровождающих его прохлорита, альбита и анкерита. Прожилково-вкрапленные руды образовались несколько позже. Они представляют собой тонкие прожилки, сложенные урановыми минералами (урановая смолка и урановый титансодержащий минерал типа браннерита) и ассоциирующих с ними хлорита, анкерита, незначительных количеств гематита, пирита и халькопирита. Сеть прожилков местами настолько густа, что руды приобретают брекчиевидные текстуры. В этих же участках обычно развито и равномерно рассеянное оруденение.

Урановое оруденение наложено на интенсивно метасоматически преобразованные вмещающие породы. Метасоматическое изменение определяется как

эйситизация. Интенсивным изменениям подвергались как песчано-алевритовые осадочные породы, так и различные по структуре диабазы и вулканические брекчии. Внешняя зона эйситизации в осадочных породах представлена парагенезисом хлорита, серицита, кварца и альбита. Следующая зона сложена альбитом, анкеритом и кварцем и, наконец, внутреннее ядро в основном агрегатом альбита и кварца. Рудные тела размещаются исключительно внутри зон гидротермального изменения и, как правило, приурочены к их центральным частям.

Минеральные образования пострудной стадии формировались путем выполнения открытых полостей. Они слагают относительно непротяженные прожилки кварц-кальцит-хлоритового и кварц-кальцитового состава.

Месторождения в карбонатных толщах

К этой подгруппе относятся месторождения ураноносных апатитов [19]. Они размещаются среди карбонатно-терригенных отложений среднего структурного яруса геосинклинального этажа.

Рудные поля ураноносных апатитов обнаруживают четкую пространственную приуроченность к узлам пересечений крупных региональных разломов глубокого заложения. В качестве примера рассмотрим месторождения рудоносной площади, располагающейся в мобильном блоке, находящемся в участке пересечения двух пар крупных региональных разломов северо-восточного и северо-западного простираний (рис. 21).

Блоковые движения вдоль разломов проявлялись на разных стадиях геосинклинального развития и оказывали существенное влияние на размещение различных осадочных, вулканогенных и интрузивных образований. Наиболее древние геосинклинальные образования представлены мощной толщей эффузивных пород андезит-базальтового состава — грубообломочными агломератовыми туфами и туфобрекчиями, инъецированными послойными и секущими телами порфиритов. Вблизи зон региональных разломов эффузивы перекрываются толщей карбонатно-терригенных отложений, подразделяющейся на две пачки. В основании разреза каждой из пачек залегают известняки, сменяющиеся алевритами, аргиллитами и песчаниками с преимущественным развитием в верхней части пачки грубообломочных пород с примесью пирокластического материала.

Среди известняков преобладают пелитоморфные, глинистые и органогенно-обломочные разности. Реже встречаются известковистые песчаники и гравелиты. Терригенные породы слагают большую часть разреза и представлены переслаивающимися полимиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, характеризующимися достаточно однообразным строением.

Накопление карбонатно-терригенных отложений завершилось проявлением интенсивных тектонических дислокаций, в результате которых осадочные породы оказались смятыми в сложные складки с крутыми падениями крыльев. Складчатые деформации сопровождались блоковыми движениями вдоль разрывных нарушений, поэтому особенно сложные складчатые формы с разветвлением, ундуляцией и резким изменением простираний осей складок развивались на участках пересечений разрывных нарушений северо-западного, северо-восточного и субмеридионального простираний. Один из таких участков находится на северо-востоке территории, другой выделяется на крайнем юге. В целом простирание осевых линий большинства складок близко к меридиональному с небольшими отклонениями в западные и восточные румбы.

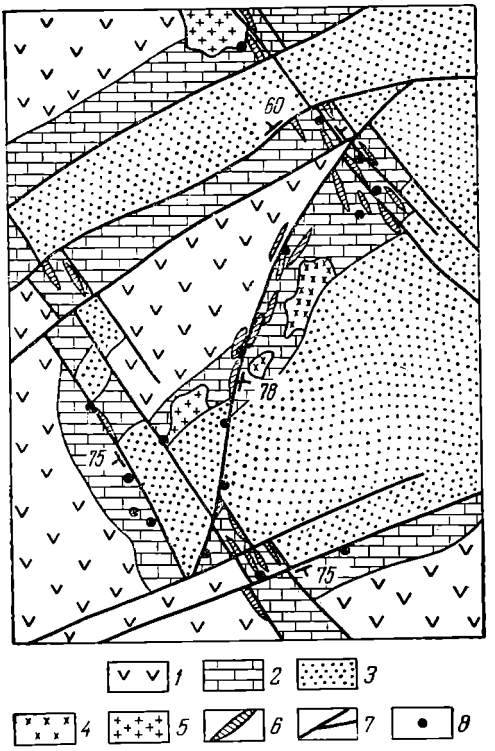


Рис. 21. Схема геологического строения района месторождений, залегающих в карбонатных толщах.

1 — эффузивно-пирокластические отложения нижней толщи; *2* — осадочные породы карбонатно-терригенной толщи; *3* — красноцветные отложения верхней толщи; *4* — граниты и гранодиориты; *5* — лейкократовые граниты; *6* — гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры; *7* — разрывные нарушения; *8* — месторождения и рудопроявления урана

С тектоническими дислокациями главной фазы складчатости связано внедрение наиболее ранних интрузивных образований, представленных штокообразными телами диоритов и гранодиоритов. Позже происходило становление интрузивов лейкократовых гранитов и внедрение даек гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиритов. Тела дайкового комплекса в отличие от гранитоидных интрузивов формировались преимущественно в зонах региональных разломов северо-западного и субмеридионального простираний и использовали для внедрения послойные и межформационные срывы в осадочных породах карбонатно-терригенной толщи.

Интенсивно дислоцированные эффузивные и осадочные породы среднего структурного яруса вместе с прорывающими их дайками трансгрессивно перекрываются красноцветными конгломератами и песчаниками, образовавшимися в орогенную стадию развития геосинклинальной области. Эти отложения выполняют мульдообразные депрессии, которые на восточном фланге рудоносной площади перекрываются мощным комплексом осадочных пород платформенного этажа.

Месторождения урановосных апатитов размещаются вдоль зон региональных разломов северо-западного и субмеридионального простираний и (или) сосредоточиваются в узлах сопряжений этих разломов (см. рис. 21). Тела урансодержащих апатитов встречены во всех частях разреза геосинклинального структурного этажа. Они пересекают дайки и в редких случаях проявлены в красноцветных песчаниках верхнего структурного яруса. В отложениях платформенного чехла уран-апатитовая минерализация отсутствует. Эти данные позволяют сделать вывод о том, что рудообразование протекало после формирования красноцветов, т. е. связано с заключительной стадией геосинклинального развития территории. Тела урансодержащих апатитов залегают в основном среди осадочных пород карбонатно-терригенной толщи, смятых в сложные складки.

По приуроченности рудных тел к тектоническим элементам среди характеризуемых месторождений выделяются: 1) залегающие в послойных срывах на крыльях складок; 2) локализующиеся в шарнирах складчатых осложнений и 3) сформировавшиеся в сериях сопряженных близсогласных со слоистостью разрывных нарушений.

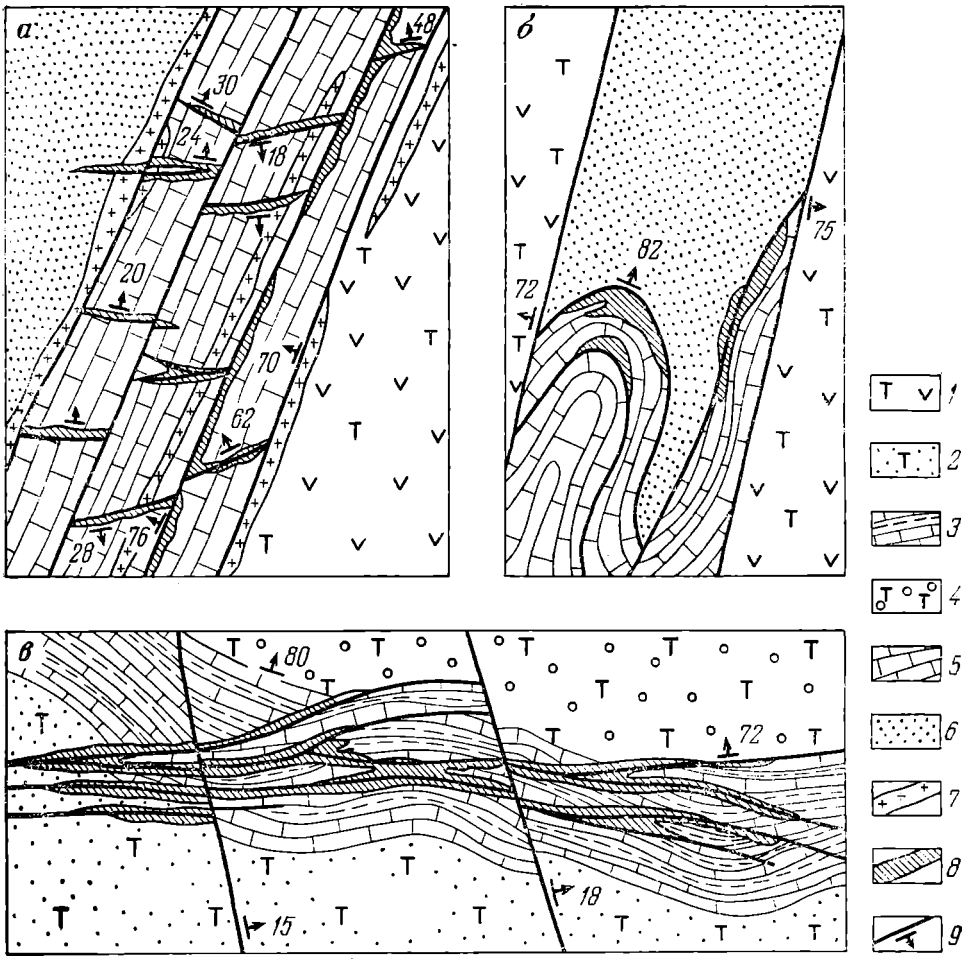


Рис. 22. Положение рудных тел в слоистой толще (в плане):

а — рудные тела в послойных и сопряженных с ними секущих разрывных нарушениях; *б* — рудные тела в шарнирах складчатых сооружений; *в* — рудные тела в сопряженных близсогласных со слоистостью разрывных нарушениях.
1 — туфобрекчии, туфоагломераты андезито-базальтов; *2* — туфопесчаники, туффиты; *3* — известняки в переслаивании с аргиллитами и алевролитами; *4* — грубозернистые вулканомиктовые песчаники и гравелиты; *5* — известняки; *6* — аргиллиты, алевролиты, песчаники; *7* — гранодиорит-порфиры; *8* — рудные тела; *9* — разрывные нарушения и элементы их залегания

На месторождении, размещающемся в прямолинейной части крутопадающего крыла крупной синклинали, практически отсутствуют складчатые формы высоких порядков, за исключением небольшого числа складок волочения, развивающихся вдоль крупных межформационных срывов (рис. 22). На участке месторождения развиты эффузивно-пирокластические породы нижней толщи, перекрытые известняками, переслаивающимися с алевролитами и песчаниками верхней части разреза карбонатно-терригенных образований. На контактах горизонта известняков и внутри него развиты послойные срывы. Они располагаются согласно либо пересекают под острым углом слоистость пород. Вдоль некоторых разрывов внедрились дайки гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров. Послойные дизъюнктивы разбивают горизонт известняков

на ряд блоков, внутри каждого из которых развита своя, автономная система секущих пологих трещин. Положение в пространстве этих трещин таково, что их падение оказывается различным в каждом из двух соседних блоков.

Рудные тела имеют жилообразную форму и приурочены либо к одному из послойных срывов, либо связаны с многочисленными поперечными пологими разрывными нарушениями. Оруденение локализовано преимущественно в известняках и лишь в небольшом количестве среди даек гранит-порфиров и в породах алевро-песчаникового состава. Рудная минерализация отсутствует в эффузивно-пирокластических образованиях, слагающих нижнюю толщу.

На другом подобном месторождении установлено несколько согласных рудных тел, приуроченных к зонам мощных послойных срывов. Между ними развиты более мелкие поперечные тела, которые представляют собой систему сближенных лестничных жил.

Типичное месторождение, рудные тела которого размещаются в шарнирах складок, находится в блоке, заключенном между двумя крутопадающими надвигами (см. рис. 22, *б*). Блок сложен карбонатно-терригенными породами верхней половины разреза средней толщи, смятыми в антиклинальную и сопряженную с ней синклинальную складки. Вдоль надвигов образования этого блока приведены в соприкосновении с эффузивно-пирокластическими породами нижней толщи. В непосредственной близости от надвигов в породах средней толщи развита система мелких трещин, параллельных осевым плоскостям имеющихся в них складок.

Рудные тела залегают либо в шарнирной части антиклинали, где образуют несколько ярусов седловидных жил, либо приурочены к сорванному и осложненному приразломными складками волочения крылу синклинальной складки. Они имеют несоизмеримо бо́льшие размеры по вертикали, чем в плане, и представляют собой по существу рудные столбы либо трубообразные тела. Роль упомянутых складчатых форм в локализации оруденения очень велика, поскольку все известные на месторождении рудные столбы на всем разведанном интервале тяготеют именно к таким участкам.

Месторождение уран-апатитовых руд, связанных с разветвляющимися постскладчатыми разрывными нарушениями, показано на рис. 22, *в*. Рудоносный участок сложен туфопесчаниками и туфоалевролитами, на которых залегает пачка переслаивания черных глинистых известняков, известковистых алевролитов и песчаников с черными аргиллитами. Выше по разрезу карбонатно-обломочные породы сменяются грубыми полимиктовыми осадочными отложениями — песчаниками, гравелитами и конгломератами, в составе которых часто преобладает материал изверженных пород. Все три пачки характеризуются согласным по отношению друг к другу залеганием и имеют взаимопереходы.

Рудные тела представлены сближенными ветвящимися жилами, приуроченными к разветвляющейся системе разрывов. Оруденение развито только на тех интервалах дизъюнктивов, которые пересекают пачку тонкого переслаивания карбонатно-терригенных пород. За пределами этой пачки рудные тела сокращаются в мощности и постепенно выклиниваются. Рудные тела имеют сложную морфологию и чрезвычайно изменчивую мощность. Резкие увеличения мощности наблюдаются в участках интенсивно раздробленных пород либо в узлах сопряжения трещин. Такие разрывы обычно хорошо выдержаны по падению и могут рассматриваться как типичные рудные столбы.

Уран-фосфорные руды представляют собой в различной степени апатитизированные породы. Наряду с апатитом в них в виде тонкой вкрапленности,

микровключений и прожилков развиты анкерит, кальцит, альбит, гидрослюда и в меньшем количестве сульфиды, флюорит, циртолит и др. Интенсивность замещения пород апатитом и сопутствующими ему минералами зависит главным образом от состава вмещающих пород. Наиболее полному замещению подвергаются известняки. Развивающиеся по ним метасоматические тела в основном сложены апатитом и содержат реликты перекристаллизованного крупнозернистого карбонатного материала. Максимальное содержание апатита отмечается вблизи главных рудовмещающих разрывных нарушений. Такие руды отличаются массивным сложением. Апатитовые тела имеют метасоматические, но достаточно резко очерченные контакты. Ширина зон перехода от существенно апатитовой породы к известнякам обычно не превышает первых сантиметров.

Вблизи апатитовых тел и в реликтах вмещающих пород, заключенных в них, наблюдается неравномерная перекристаллизация известняка, не сопровождающаяся какими-либо специфическими новообразованиями. Таким образом, понятия «метасоматически измененная порода» и «руда» в данном случае совпадают. Замещение известняков ураноносным фторапатитом собственно и является единственным результатом проявления гидротермального процесса.

В существенно алюмосиликатных породах вместе с апатитом образуются значительные количества альбита или гидрослюд. Апатит развивается избирательно и часто выполняет трещины. В алюмосиликатно-карбонатных породах этот минерал замещает только карбонаты, а при пересечении минерализованными разрывами алюмосиликатных пород в них развиваются альбит, гидрослюды, хлорит и анкерит. Количественные соотношения этих новообразованных минералов определяются в значительной мере составом исходных пород, содержанием в них кальция, магния, кремнезема и алюминия. Нередко метасоматиты сохраняют текстурные особенности первичных пород, их сланцеватость, слоистость, обломочное строение и т. п. (рис. 23). Контакты их с неизмененными породами нечеткие, расплывчатые, обычно макроскопически точно не устанавливаются. Метасоматиты характеризуются прожилково-вкрапленным распределением рудного вещества и сравнительно невысокими содержаниями апатита. Наиболее обогащенные апатитом участки выделяются в рудные тела, которые по минеральному составу принципиально не отличаются от окружающих их довольно широких ореолов околорудноизмененных пород. Границы рудных тел практически определимы только путем опробования.

Апатит, развитый в рудных телах и ореолах околорудного изменения, представлен фтористой разновидностью. Чаще всего он выделяется в виде тонкозернистых агрегатов и зерен изометрической формы. Размеры зерен составляют тысячные и первые сотые доли миллиметра. Апатит является урансодержащим, но основная масса урана фиксируется в виде собственных минералов, образующих микроскопическую и субмикроскопическую вкрапленность как в межзерновых интерстициях, так и в самих зернах апатита. Из-за высокой дисперсности эти минералы слабо изучены. По-видимому, они представлены силикатными соединениями; по крайней мере формы выделений, характерные для окислов урана, здесь не встречаются.

В рудах, кроме того, нередко отмечаются вкрапленность и микропрожилковые выделения минералов циркония, а в отдельных телах — тория, тесно ассоциирующих с апатитом. Они являются несколько более поздними по отношению к апатиту образованиями. Циркониевый минерал — циртолит развивается преимущественно в алюмосиликатных породах.

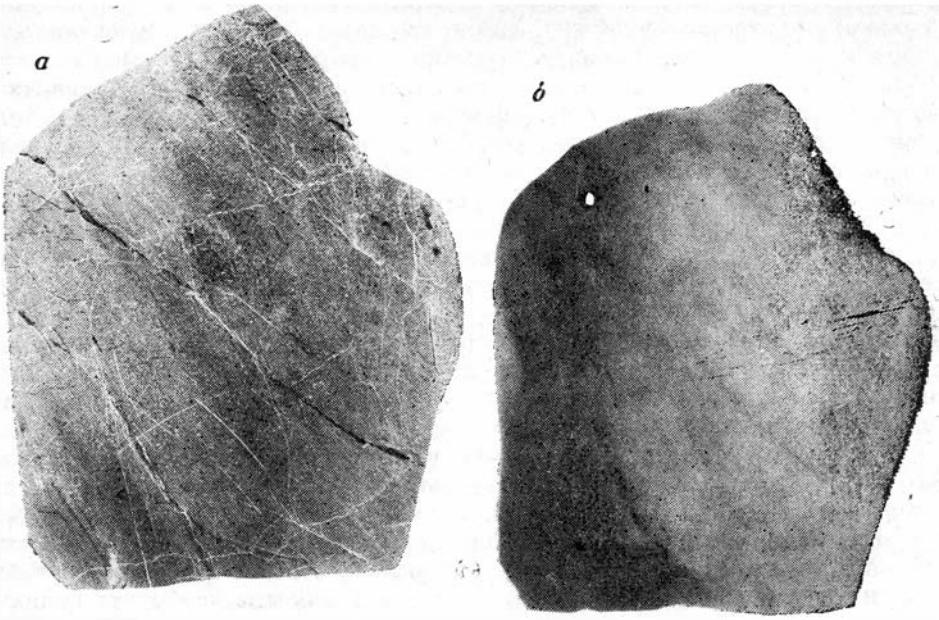


Рис. 23. Уран-апатитовая руда по алевролиту с равномерным распределением урана.
а — приполированный штуф. Нат. вел., *б* — радиография штуфа. Экспозиция 12 сут.

В целом стадийность рудного процесса на уран-фосфорных месторождениях очень проста. По существу здесь можно выделить только две стадии: рудно-метасоматическую — альбит-апатитовую и послерудную — кальцитовую.

Группа 3

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ДОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ ФУНДАМЕНТА

Месторождения этой группы располагаются преимущественно по обрамлениям ядерных зон устойчивых поднятий. Размещение рудных полей и месторождений контролируется долгоживущими разломами глубинного заложения. Рудоносные участки характеризуются, как правило, сложным строением и длительной историей формирования. В их пределах обычно значительно развиты разновозрастные магматические образования — тела малых интрузий, штоки, дайки, а иногда и массивы гранитоидов.

Формирование руд осуществлялось как выполнением полостей, так и путем метасоматоза, в связи с чем в локализации оруденения важная роль принадлежит химическому составу вмещающих пород, их способности к замещению.

Длительная история формирования рудовмещающих структур, неоднократное их осложнение и подновление в предрудные этапы, а также влияние на локализацию уранового оруденения различных структурных (складчатых и разрывных нарушений, интрузивных тел) и литологических факторов обусловило развитие в древних догеосинклинальных образованиях сложных комбинированных структур месторождений.

По условиям локализации оруденения урановые месторождения в догеосинклинальных образованиях фундамента подразделяются на две подгруппы:

1) в отложениях слабо метаморфизованного платформенного чехла и 2) в кристаллических породах фундамента.

Осадочные отложения догеосинклинального платформенного чехла характеризуются примерно одинаковой степенью метаморфизма с перекрывающими их образованиями собственно геосинклинального комплекса. Поэтому месторождения первой подгруппы обнаруживают определенные черты сходства с месторождениями, залегающими в доорогенных геосинклинальных комплексах (группа 2). В локализации оруденения на месторождениях второй подгруппы главную роль играют трещинные структуры. Крупные разломы часто не только контролируют урановое оруденение, но и вмещают его. Известные нам рудные объекты этой подгруппы не имеют промышленного значения и в настоящей книге не рассматриваются.

Месторождения в отложениях слабо метаморфизованного платформенного чехла

К этой подгруппе месторождений относится рудоносная площадь, приуроченная к центриклинальному замыканию сложной синклинали (рис. 24). Складка имеет асимметричное строение и общее северо-восточное близширотное простирание. Ее шарнир круто погружается в восточном направлении. Ядерная часть синклинали сложена вулканогенно-осадочными породами нижнего яруса геосинклинального этажа, а крылья — комплексом субплатформенных осадочных пород, представляющим верхний ярус нижнего структурного этажа. По литологическому составу этот комплекс подразделяется на две согласно залегающие толщи: нижнюю карбонатно-сланцевую и нижнюю песчаниковую с прослоями и пачками алевролитов. К нижнему ярусу фундамента относятся кристаллические сланцы, слагающие выступ в западной части рудного поля, контакт которого с осадочными породами верхнего яруса осложнен мощной зоной субмеридионального разлома.

Формирование складчатой структуры происходило в тесной связи с блоковыми движениями вдоль древних расколов фундамента, которые в перекрывающих слабо метаморфизованных осадочных толщах проявляются в виде флексурных изгибов пластов пород, широких зон рассланцевания или крупных разрывных нарушений. Вблизи них наблюдаются искривления складок,

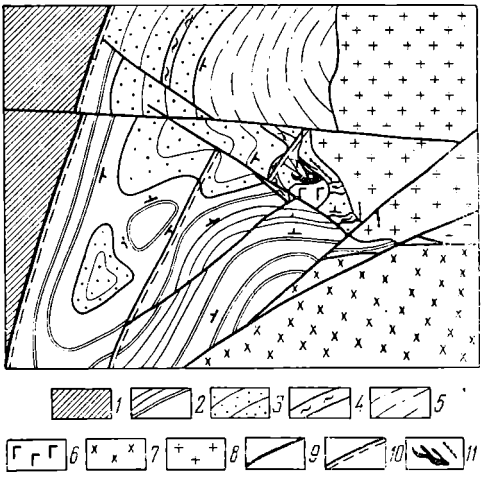


Рис. 24. Схема геологического строения участка уранового рудного поля в догеосинклинальных образованиях фундамента.

1 — кристаллические сланцы нижнего яруса фундамента; *2—4* — слабо метаморфизованные осадочные породы верхнего яруса фундамента: *2* — карбонатно-сланцевая толща, *3* — песчаники, *4* — алевролиты; *5* — вулканогенно-осадочные породы нижнего структурного яруса геосинклинального этажа; *6* — габбро; *7* — диориты и плагиограниты; *8* — аляскитовые граниты; *9* — разломы; *10* — зоны рассланцевания; *11* — рудные тела

осевые их линии приобретают согласные простирания с зонами разломов. К числу таких древних разломов глубинного заложения относятся субмеридиональный разлом и параллельная ему зона рассланцевания, обусловившая возникновение крупного флексурного перегиба, а также поперечный разлом северо-западного простирания. Вдоль этого разлома возникла узкая синклинальная складка второго порядка, ориентированная в северо-западном направлении.

Основные элементы складчато-блоковой структуры рудного поля были сформированы, очевидно, в раннюю фазу складчатости. Во время главной фазы складчатости они предопределяли и контролировали размещение различных интрузивных образований. В северо-западной синклинальной складке, тяготея к узлу сопряжения северо-восточных и северо-западных разрывных нарушений, локализовалось крутопадающее штокообразное тело габбро. В антиклинальной складке, расположенной в юго-восточной части площади, сформировался сложный интрузивный массив диоритов и плагиогранитов.

С заключительной стадией магматической деятельности связывается формирование лейкократовых аляскитовых гранитов, гранит-порфиров и аплитов. Граниты, дискордантные по отношению к складчатым структурам, слагают северо-восточный фланг рудного поля. Гранит-порфиры и аплиты развиты преимущественно в полосе осадочных пород, заключенной между гранитами и северо-западным разломом. Здесь гранит-порфиры образуют серию сближенных скрытых даек, не выходящих на дневную поверхность. На глубине они локализуются вдоль северо-западных разрывных нарушений, сопровождающих зону разлома. На западе, вблизи флексурного изгиба осадочных толщ, простирание даек изменяется с северо-западного на меридиональное. По восстанию, на пересечении дайками пологопадающих поверхностей скольжения надвига, а также в шарнирной части синклинали происходят резкое ветвление, уменьшение мощности и выклинивание большинства этих даек.

Рудные тела месторождения размещаются в интенсивно дислоцированных породах ядерной части северо-западной синклинальной складки. Главной рудоконтролирующей структурой является зона северо-западного разлома, по которому происходили крупные блоковые перемещения в ранние стадии геосинклинального развития. Севернее разлома обнажаются отложения песчаниковой толщи, южнее — осадочные породы карбонатно-сланцевой толщи.

Перед внедрением габбро осадочные толщи и зона разлома были рассечены и смещены крутопадающими разрывными нарушениями северо-восточного простирания и пологопадающими к северу плоскостями скольжения, составляющими надвиг (рис. 25). Активизация блоковых движений после становления габбро обусловила возникновение новых разрывных нарушений, соединивших смещенные части разлома, а также подновление и развитие оперяющих его разрывов северо-западного простирания. Вдоль них происходило внедрение даек гранит-порфиров. В период предрудных тектонических движений последние оказались в значительной степени раздробленными и подверженными интенсивной трещиноватости. В аляскитовых гранитах кроме северо-западных разрывных нарушений формировались также относительно протяженные линейные разрывы северо-восточного и меридионального простираний.

Метасоматические рудные тела локализуются в ореоле околорудоизмененных пород (эйситов). Границы рудных тел в общем соответствуют контурам пород, подвергшихся альбитизации средней интенсивности. В нижних частях месторождения ураноносные метасоматиты развиваются преимущественно

в дайках гранит-порфиров, где образуют практически единую рудную залежь. Эта залежь вытягивается в северо-западном направлении вплоть до меридиональной зоны рассланцевания, а на юго-востоке обрамляет блоки безрудных габбро, рассеченных дайками гранит-порфиров. В зоне надвига рудная залежь расщепляется на две ветви; рудоносные метасоматиты, обрамляющие интрузив габбро с юга, обособляются в самостоятельное рудное тело. В связи с выклиниванием даек по восстанию рудные тела переходят в осадочные породы песчаниковой толщи. При этом рассеивания руд не отмечается.

В верхней части месторождения, среди осадочных пород, главными структурными элементами, определившими положение рудных тел, являлись зоны соскладчатых послойных срывов, расслоения, смятия или дробления. Осадочные породы песчаниковой толщи, неоднородные по литологическому составу (алевролиты, песчаники) и физико-механическим свойствам, служили благоприятной средой как для проявления различных соскладчатых разрывных деформаций, так и для развития урановосных альбититов. Последние образуют крупные залежи, которые сопрягаются с более мелкими телами, возникшими вдоль разрывных нарушений северо-западного и субмеридионального простираний, и почти сливаются между собой в местах складчатых осложнений. В связи с этим полоса рудоносных метасоматитов в плане и разрезах приобретает сетчатое строение, причем блоки неизмененных пород в подобных сложных структурах имеют различную форму и размеры. В направлении к северо-западу количество и размеры их увеличиваются, а вблизи меридиональной зоны рассланцевания, в месте изменения простирания согласных со слоистостью метасоматических тел, происходит выклинивание оруденения. Распространение рудоносных альбититов в юго-восточном направлении прерывается интрузивом габбро.

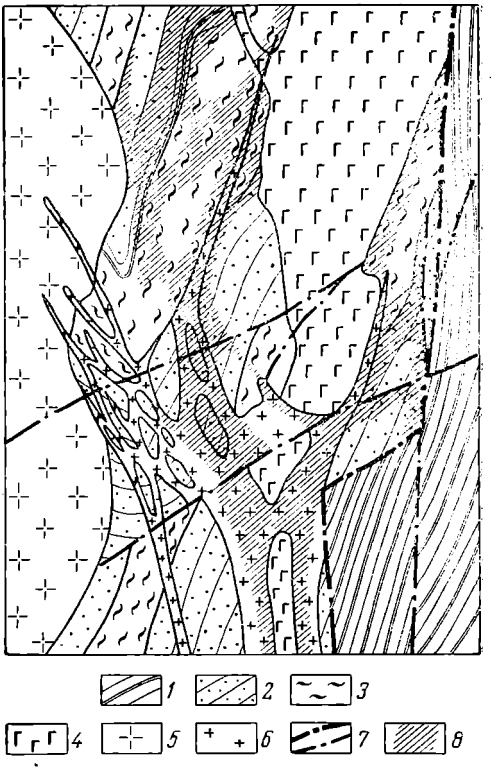


Рис. 25. Схематический геологический разрез уранового месторождения в слабо метаморфизованных догеосинклинальных образованиях фундамента.

1 — карбонатно-сланцевые отложения; *2* — песчаники; *3* — алевролиты; *4* — габбро; *5* — граниты; *6* — гранит-порфиры; *7* — разломы; *8* — рудные тела

Таким образом, на месторождении проявляются два морфологических типа рудных тел, отличающихся особенностями структурного и литологического контроля. К первому из них относятся рудные тела в осадочных породах, локализация которых определяется складками и соскладчатыми послойными нарушениями при подчиненной роли секущих разрывных нарушений. Второй морфологический тип объединяет рудные тела, залегающие в дайках гранит-порфиров, положение которых определяется морфологическими особенностями даек

и поздними предрудными разрывными нарушениями. Кроме того, на флангах месторождения, главным образом среди массива аляскитовых гранитов, выделяются более мелкие линзообразные метасоматические рудные тела, приуроченные к узлам осложнений крутопадающих линейных разрывных нарушений северо-западного и меридионального простираний. В целом же морфология рудных метасоматических тел определяется сочетанием различных тектонических и литологических факторов, предопределивших локализацию высокопроницаемых зон и литологически благоприятных для эйситизации разностей пород.

Урановосные эйситы проявлены во всех типах пород, но наиболее мощные тела этих метасоматитов приурочены к гранит-порфирам и кварц-полевошпатовым песчаникам. Это обусловлено в первую очередь химизмом и минеральным составом этих пород, а также широким развитием среди них зон дробления и повышенной трещиноватости. Неблагоприятными породами являются габбро и пелитоморфные известняки. Рудные тела развиваются в них только вдоль сильно тектонически проработанных зон и имеют резкие границы с неизмененными породами.

Рудоносные метасоматиты внешне представляют собой весьма однородные массивные породы. Макроскопически в них обычно не удается заметить никаких прожилковых выделений, поэтому только на основании данных документации рудных тел в горных выработках создается впечатление одностадийности формирования метасоматитов и рудных минеральных парагенезисов. Однако микроскопическое изучение метасоматитов показывает, что образование минералов не было одновременным. В шлифах видны многочисленные взаимозамещения минералов и разнообразные прожилки, секущие как альбититы, так и друг друга.

В начале гидротермального процесса происходили интенсивные метасоматические преобразования вмещающих пород, которые привели к формированию ореолов околорудного изменения. Главная тенденция околорудного изменения в алевролитах, песчаниках и гранитах заключалась в развитии существенно альбитовых пород, содержащих значительные количества апатита (до 10—20% от общей массы) и относительно небольшие количества карбонатов и хлорита. Образование хлорита при этом происходило преимущественно во внешних зонах, а апатита — во внутренних. В участках интенсивного проявления метасоматоза апатит постоянно обнаруживает заметную ксеноморфность по отношению к альбиту, а хлорит и карбонаты — по отношению к апатиту.

Натровый метасоматоз обычно не приводил к полному разложению исходных породообразующих минералов. Даже в центральных зонах метасоматитов сохранилось небольшое количество кварца и существенное — калиевого полевого шпата. Высокая устойчивость калиевого полевого шпата, несмотря на частичное замещение его «шахматным» альбитом, особенно четко проявилась при изменении гранитов. В процессе метасоматических преобразований в гранитах образовывались значительно меньшие количества альбита, чем в песчаниках и алевролитах. В сильно измененных гранитах содержание Na_2O увеличилось на 1,5—2% (от 3—4 до 4—6%), а в песчаниках и алевролитах на 4—5% (от 1—2 до 6—7%).

Альбит замещал все породообразующие минералы. Наиболее отчетливо видно его развитие по кварцу с образованием мелких сдвойникованных водянопрозрачных кристаллов.

Апатит представлен фтористой разновидностью, содержащей заметное количество (сотые доли процента) урана, равномерно распределенного в его

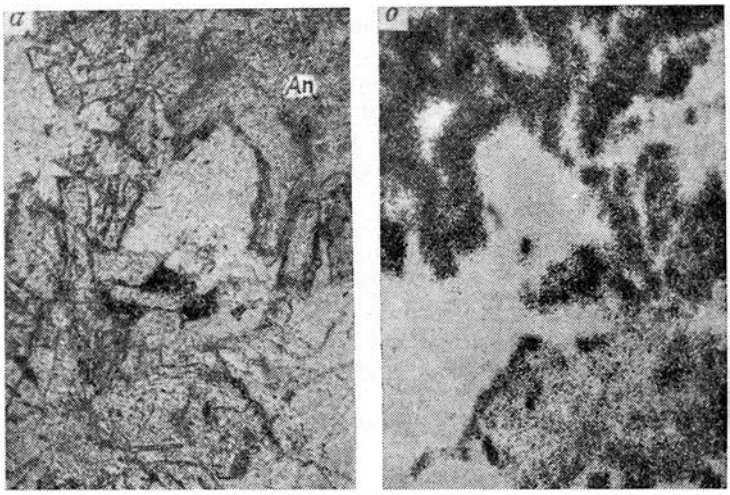


Рис. 26. Распределение урана в агрегате, обогащенном апатитом (Ап). Видна приуроченность треков осколков деления урана к зернам и кристаллам апатита.

а — прозрачный шлиф при одном николе. Ув. 150, *б* — радиография шлифа, зеркальное отображение

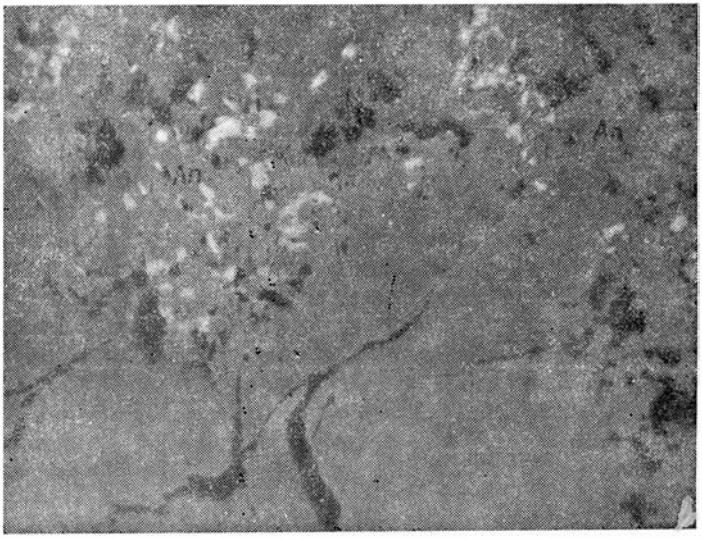


Рис. 27. Выделения коффинита (?) (белое) и апатита (Ап) в эйситизированном граните. Полированный шлиф. Ув. 120

зернах и кристаллах призматического габитуса (рис. 26). Образовывался апатит преимущественно путем замещения кварца. Во многих участках интенсивного изменения его количество в значительной мере зависит от изначального содержания в породах свободного кремнезема. С другой стороны, устанавливается отчетливая положительная зависимость количества новообразованного апатита от интенсивности альбитизации или от массы привнесенного натрия. В осадочных породах, при эйситизации которых привносится в 2—3 раза больше Na_2O, чем при изменении гранитов, содержания апатита постоянно значительно выше, чем в последних. Поэтому можно полагать, что образование альбита и апатита обусловлено общими причинами, например разложением в растворах

совместных натриево-фосфатных соединений. Что же касается влияния состава вмещающих пород, в частности содержания в них известковистого материала, на количество образовавшегося апатита, то оно проявляется здесь не так резко, как на уран-фосфорных месторождениях.

На альбитизированные и апатитизированные породы накладывается собственно урановая минерализация, представленная железисто-кальциевым силикатом урана — коффинитом (?), который в настоящее время является почти полностью разложенным. Этот минерал отличается небольшими содержаниями циркония, титана, молибдена и редкоземельных элементов. Коффинит (?) образует тонкую вкрапленность и микропрожилки метасоматического характера (рис. 27). Его выделения обычно окружены каймой рудосопровождающего хлорита. Ассоциация хлорита и коффинита (?) особенно характерна для рудных тел, залегающих в осадочных породах и отличающихся повышенными содержаниями магния и железа.

Несколько более поздними образованиями являются циртолит-ферроторит-кальцитовые мелкие прожилки, включения и вкрапленность. Они встречаются в небольших количествах, чаще всего в участках богатых руд. Несмотря на то что в них концентрируется уран, значение их в общем балансе металла несущественное.

В послерудное время образовывались прожилки и метасоматическая вкрапленность пирита с кварцем и хлоритом, затем гидрослюд и, наконец, кварц-кальцитовые жилы. Количество пострудного минерального вещества невелико и принципиально не изменяет состав метасоматитов.

Приведенное рассмотрение соотношений метасоматитов и руд на месторождении дает основание утверждать, что рудоотложение и околорудное изменение пород осуществлялось, вероятно, из единой порции растворов. Как и на карбонат-апатитовых, данное месторождение ярко иллюстрирует неразрывную генетическую связь процессов эйситизации и рудоотложения.

ГЛАВА 2

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ УРАНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ (ДОКЕМБРИЙСКИХ ЩИТОВ)

Древними платформами принято называть докембрийские области, завершившие геосинклинальное развитие или во всяком случае консолидированные к концу раннего протерозоя или в более ранние эпохи. Подавляющая часть гидротермальных урановых месторождений на таких платформах располагается в пределах выступов их кристаллического фундамента — щитах, испытавших в течение длительного времени относительно устойчивое воздымание и незначительно перекрытых осадками либо совсем лишенных платформенного чехла.

Гидротермальные урановые месторождения докембрийских щитов имеют весьма важное промышленное значение, являясь для ряда капиталистических стран (Австралия, Канада и др.) главным или вторым по значимости источником урановых руд. Обнаружение в последнее время на щитах ряда крупных месторождений (Джабилука, Рейнджер, Кунгарра и др. в Австралии, Россинг в Намибии) показывает, что доля докембрийских гидротермальных урановых месторождений в общем балансе запасов урановых руд имеет тенденцию к относительно быстрому росту.

Докембрийские месторождения древних щитов занимают различное место в истории развития рудоносных территорий. Одни из них, к которым относится большинство высокотемпературных месторождений, обычно связаны с завершающими этапами формирования фундамента древних платформ. Другие образованы в резком отрыве от процессов формирования кристаллического фундамента. Однако, как будет показано далее (см. ч. II), и те, и другие своим происхождением обязаны различным по времени проявления докембрийским эпохам тектоно-магматической активизации древних платформ. В этом заключается их принципиальное родство со значительно более поздними месторождениями древних платформ, образованными в процессе позднепалеозойской, мезозойской и кайнозойской тектоно-магматической активизации (см. гл. 3). В то же время докембрийские урановые месторождения древних щитов характеризуются рядом особенностей, существенно отличающих их от фанерозойских урановых месторождений. Некоторые из них являются специфическими образованиями, свойственными только докембрию, и не повторялись в последующие фанерозойские урановорудные эпохи. В связи с общим относительно низким уровнем изученности стратиграфии, тектоники, метаморфизма, магматизма и рудообразования докембрия многие вопросы геологии и генезиса характеризуемых месторождений пока еще изучены недостаточно и являются предметом острой дискуссии. Это нашло отражение, в частности, в различных принципах группировки и классификации докембрийских месторождений.

Попытки систематики гидротермальных урановых месторождений древних платформ были предприняты лишь в самое последнее время [15, 16, 107, 41], хотя многие из этих месторождений фигурировали и раньше в общих классификациях гидротермальных урановых месторождений [75, 294, 140, 323, 145]. Классификации и группировки, опубликованные к настоящему времени, существенно различаются по ведущему признаку, положенному в их основу. Они отразили тот очевидный факт, что единый общепризнанный ведущий признак для этих сложных и весьма разнообразных месторождений на существующем этапе их изученности не может быть выделен. Вместе с тем исследования последних лет показали, что среди гидротермальных урановых месторождений докембрийских щитов важнейшее место занимают месторождения, связанные с щелочными метасоматитами докембрия [305, 106, 109, 17, 162, 226, 155]. Такие месторождения тесно связаны или сопряжены во времени с ультраметаморфизмом и абиссальным или гипабиссальным гранитоидным магматизмом. Представляется, что связь с метасоматическими и магматическими процессами является ведущим признаком для таких месторождений, и этот критерий может быть положен в основу их классификаций. Использование этого критерия позволяет выделить два крупных класса месторождений, связанных с высокотемпературным калиевым (класс А) и средне-низкотемпературным натровым (класс Б) метасоматозом. Различия же по геотектонической позиции, структуре и составу вмещающих пород, существующие между месторождениями каждого из этих классов, весьма значительны и отражают различную геологическую обстановку проявления гидротермального процесса, часто определяющую минеральный состав урановых руд и метасоматитов. Эти признаки (геотектоническая позиция, минеральный состав пород и руд) важны и могут быть использованы для разделения классов месторождений на группы и подгруппы.

Однако среди докембрийских урановых месторождений имеются примеры и таких, связь которых с определенными метасоматическими формациями неясна (часто вследствие слабой их изученности) и, возможно, отсутствует

Таблица 2

Классификация гидротермальных урановых месторождений древних платформ

Класс	Группа	Подгруппа
А. Месторождения областей тектоно-ультраметагенной активизации, образованные в процессе высокотемпературного калиевого метасоматоза и тесно связанные с ультраметаморфизмом и абиссальным гранитоидным магматизмом	1. Редкоземельно-торий-урановые активизированных древнейших архейских ядер, эпиархейских кратонов и срединных массивов	Уранинитовые среди пегматоидных гранитов и мигматитов Давидитовые среди амфиболитов и кристаллических сланцев
	2. Редкоземельно-урановые в наложенных складчатых комплексах активизированных протерозойских геосинклиналей	Уранинитовые среди пегматоидных и аляскитовых гранитов Уранинитовые среди скарнов
Б. Месторождения областей тектоно-магматической активизации, образованные в процессе средне-низкотемпературного натрового метасоматоза и сопряженные с гипабиссальным — приповерхностным гранитоидным магматизмом	1. Урановые активизированных эпиархейских кратонов среди гранитов и гнейсов	Уранинит-настуран-титанатурановые Настурановые
	2. Железо-урановые * активизированных раннепротерозойских геосинклинальных трогов среди железистых кварцитов и сланцев	Настуран-титанатуран-ненадкевит-уранинитовые
В. Месторождения областей тектоно-магматической активизации, сопряженные с приповерхностным гранитоидным магматизмом или вулканизмом и не имеющие связи с щелочным метасоматозом	1. Урановые активизированных эпиархейских кратонов	
	2. Урановые, медно- и золото-урановые активизированных протерозойских наложенных складчатых поясов	Жильные настурановые среди кремнистых сланцев и кварцитов Уранинит-настурановые среди углеродистых и хлорит-мусковитовых сланцев Уранинитовые среди доломитовых пород

* Эти месторождения правильнее называть собственно урановыми, но в связи с тем что в геологическую литературу они вошли под этим названием, автор счел возможным оставить последнее без изменения.

вообще, тогда как признаки образования путем выполнения открытых полостей очевидны. К ним в первую очередь относятся жильные урановые месторождения района озера Большого Медвежьего в Канаде, месторождения прожилково-вкрапленных и жильных руд Северной Австралии и Центральной Африки (Шинколобве). Для них характерна связь с приповерхностными малыми интрузивами или вулканизмом. Эти особенности подобных месторождений позволяют выделить их в самостоятельный класс В. Для разделения месторождений на группы и подгруппы могут быть использованы те же признаки,

что и для разделения месторождений классов А и Б, т. е. геотектоническая позиция, состав вмещающих пород и минеральный состав руд (табл. 2). Выяснение характера околорудного изменения на месторождениях класса В, возможно, позволит в будущем произвести более дробное и объективное их разделение на группы и подгруппы.

КЛАСС А

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОБЛАСТЕЙ ТЕКТОНО-УЛЬТРАМЕТАГЕННОЙ АКТИВИЗАЦИИ, ОБРАЗОВАННЫЕ В ПРОЦЕССЕ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОГО КАЛИЕВОГО МЕТАСОМАТОЗА И ТЕСНО СВЯЗАННЫЕ С УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМОМ И АБИССАЛЬНЫМ ГРАНИТОИДНЫМ МАГМАТИЗМОМ

К данному классу отнесены редкоземельно-торий-урановые и редкоземельно-урановые месторождения и рудопроявления спорного генезиса, часто локализованные в зонах ультраметаморфизма среди докембрийских жил пегматоидных гранитов и мигматитов и обычно рассматриваемые как ураноносные пегматиты. Они распространены на докембрийских щитах Канады, Австралии, Бразилии, Индии, СССР, Африканского континента, образуя самую многочисленную группу эндогенных проявлений урана этих регионов. В частности, по данным Л. Р. Пейджа [426] и Э. У. Хейнриха [323] на Канадском щите на их долю приходится более 50% от общего числа выявленных урановых проявлений.

Рассматриваемые месторождения, за редким исключением *, являются относительно небольшими по запасам промышленными объектами, но весьма интересны в научном отношении. Возраст многих из них около 2 млрд. лет, приурочены они к ультраметаморфическим образованиям (мигматитам, пегматоидным гранитам) зон глубинных разломов, являясь, таким образом, самыми древними глубинными и высокотемпературными среди эндогенных урановых проявлений [155]. Возраст других месторождений этого класса позднедокембрийский — около 1,6—0,55 млрд. лет, и связаны они не только с ультраметаморфизмом, но иногда и с интрузивным абиссальным гранитоидным магматизмом.

Генезис рассматриваемых месторождений представляет одну из важнейших нерешенных проблем уранового рудообразования. Во всех опубликованных генетических классификациях эндогенных урановых месторождений они отнесены к классу пегматитовых месторождений, хотя нередко и с оговоркой об известной условности такого отнесения [75, 294, 140, 323, 65, 145, 94, 16, 41]. В последнее время на месторождениях СССР, относящихся к рассматриваемому классу, получены новые данные, однозначно свидетельствующие о их гидротермальном образовании в процессе постмагматического (точнее постультраметаморфического) высокотемпературного калиевого метасоматоза, завершавшего раннепротерозойский ультраметаморфизм [155].

Анализ опубликованный геологической литературы по месторождениям так называемых ураноносных пегматитов докембрийских щитов зарубежных

* Месторождение Россинг в Намибии с запасами 116 тыс. т урана является одним из крупнейших в мире и разрабатывается с 1976 г.

стран позволяет выделить ряд признаков, объединяющих их с отмеченными месторождениями СССР. Такими признаками являются: 1) тесная парагенетическая связь в рудах урановых минералов с калиевыми полевыми шпатами (микроклином, иногда ортоклазом) и биотитом; 2) ассоциация уранинита или давидита в рудах с редкоземельными минералами, а также с молибденитом, пирротином, пиритом, иногда турмалином и флюоритом; 3) развитие всех перечисленных минералов, в том числе калиевых полевых шпатов и биотита, не только в пегматоидах, но и в мигматитах, гнейсах, кристаллических сланцах и амфиболитах, а в отдельных случаях и среди скарнов.

Главным признаком является первый, указывающий на связь урановой минерализации с калиевым метасоматозом и определяющий принадлежность того или иного месторождения к рассматриваемому классу. Как будет показано далее, высокое содержание калиевого полевого шпата и биотита отмечалось различными исследователями в урансодержащих жильных телах пегматоидных гранитов и в мигматитах докембрия Канады, Африканского континента, Австралии. Оно было обнаружено даже на таких широко известных и казалось бы различных месторождениях, как Радиум-Хилл и Мери Кетлин. Однако этот факт либо не принимался во внимание для объяснения генезиса месторождений, либо односторонне истолковывался как показатель высокого содержания калия и тех исходных магматических расплавах, с которыми связывалось поступление урана.

Месторождения, выделяемые нами в данный класс, весьма разнообразны по геологическим особенностям. Анализ последних показывает, что это разнообразие определяется спецификой той геологической обстановки, в которой происходило образование урановосных калиевых метасоматитов. В связи с этим месторождения класса разделены на две группы в зависимости от их положения в эпиархейских ядрах и кратонах либо в наложенных протерозойских складчатых комплексах, а внутри групп в отдельные подгруппы выделены месторождения, различающиеся по вмещающим породам и соответственно по минеральному составу руд.

Группа 1

РЕДКОЗЕМЕЛЬНО-ТОРИЙ-УРАНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКТИВИЗИРОВАННЫХ ДРЕВНЕЙШИХ АРХЕЙСКИХ ЯДЕР, ЭПИАРХЕЙСКИХ КРАТОНОВ И СРЕДИННЫХ МАССИВОВ

Уранинитовые месторождения среди пегматоидных гранитов и мигматитов

Типичные уранинитовые месторождения размещаются в зоне внутреннего глубинного разлома докембрийского щита СССР, разделяющего два крупных его блока с различной историей геологического развития (рис. 28). Юго-западный блок характеризуется древнейшей, раннеархейской, консолидацией и почти не затронут более поздними тектоническими деформациями. Он сложен гиперстеновыми, двупироксеновыми и кордиерит-гиперстеновыми кристаллическими сланцами с прослоями графитовых и гранатовых гнейсов и мраморов, а также телами амфиболитов и пироксенитов, смятыми в сложные складки и метаморфизованными в условиях гранулитовой фации. Северо-восточный блок характеризуется протоплатформенным режимом развития в архее — раннем протерозое и интенсивным проявлением ультраметаморфизма в конце раннего

протерозоя. Он сложен архейскими биотитовыми, гранат-биотитовыми и кордиерит-биотитовыми гнейсами амфиболитовой фации, образующими системы линейных складок, и крупными гранитными массивами.

На стыке указанных блоков в зоне глубинного разлома кристаллические сланцы и гнейсы гранулитовой фации в пределах широкой (около 20 км) полосы прорваны единичными дайками метабазитов и амфиболитов, интенсивно гранитизированы в условиях амфиболитовой фации, насыщены линейными телами раннепротерозойских гранитоидов и рассечены серией крупных разрывов. Последние характеризуются длительным развитием и представлены последовательно формировавшимися зонами мигматизации, будинажа и смятия, поясами жил пегматоидных и аплит-пегматоидных гранитов, относительно более узкими полосами бластокатаклазитов и бластомилонитов амфиболитовой фации, а также наиболее поздними маломощными милонитовыми швами, сопровождаемыми зеленосланцевым метаморфизмом. В участках пересечения такими разрывами продольных пачек мелкозернистых меланократовых гиперстеновых и биотит-гиперстеновых кристаллических сланцев с прослоями графитсодержащих гнейсов в них резко возрастает количество пегматоидных жил, в которых отмечается развитие калиевого метасоматоза и уранового оруденения.

Жилы пегматоидных и аплит-пегматоидных гранитов в пределах месторождений образуют полосы шириной от нескольких десятков метров до 0,5—1,0 км, обычно согласны с залеганием зон мигматизации и смятия в кристаллических сланцах и гнейсах и лишь местами отчетливо пересекают последние (рис. 29). Внутреннее строение неизмененных пегматоидных жил простое, незональное. Они сложены неравномернозернистой (от мелко- до крупнозернистой) массой, состоящей из слабо пертитизированного микроклина (40—45%), кварца (30—35%) и олигоклаза (15—20%), а также незначительных количеств биотита и (или) гиперстена. Акцессорные минералы представлены цирконом и апатитом. Структура породы преимущественно панидиоморфнозернистая, местами переходная к пегматитовой за счет появления ихтиоглиптов кварца в микроклине и нередко полностью преобразованная в бластокатаклазитовую и даже бластомилонитовую (в зонах разломов).

Среди пегматоидных жил удается выделить две разновидности. Одни из них (их большинство) имеют резкие контакты, обычно сопровождаемые маломощной (2—5 мм) реститовой каймой, обогащенной темноцветными минералами. В целом они отличаются более крупной зернистостью и образованы путем кристаллизации магматических расплавов, поступавших вдоль зоны разломов из более глубоких горизонтов. Другие жилы характеризуются постепенными контактами с вмещающими гнейсами и кристаллическими сланцами. В последних при приближении к таким жилам увеличиваются зернистость и лейкократовость, вплоть до образования переходной существенно полевошпатовой гиперстенсодержащей породы, которая непосредственно в краевой части жил сменяется зоной почти мономинерального крупнозернистого гиперстена мощностью 0,1—0,5 м. Такие жилы несут все признаки метасоматического образования в процессе ультраметаморфизма, сопровождавшегося собирательной перекристаллизацией породообразующего гиперстена вмещающих пород в приконтактовых частях жил.

Калиевые метасоматиты в зонах разломов развиты за счет всех вмещающих метаморфических пород, включая бластокатаклазиты и бластомилониты, но особенно интенсивно проявлены в жилах рассланцованных пегматоидных гранитов обеих разновидностей. Они образуют линейно вытянутые ореолы

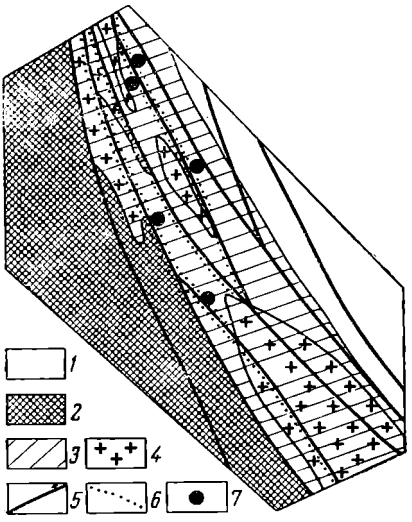
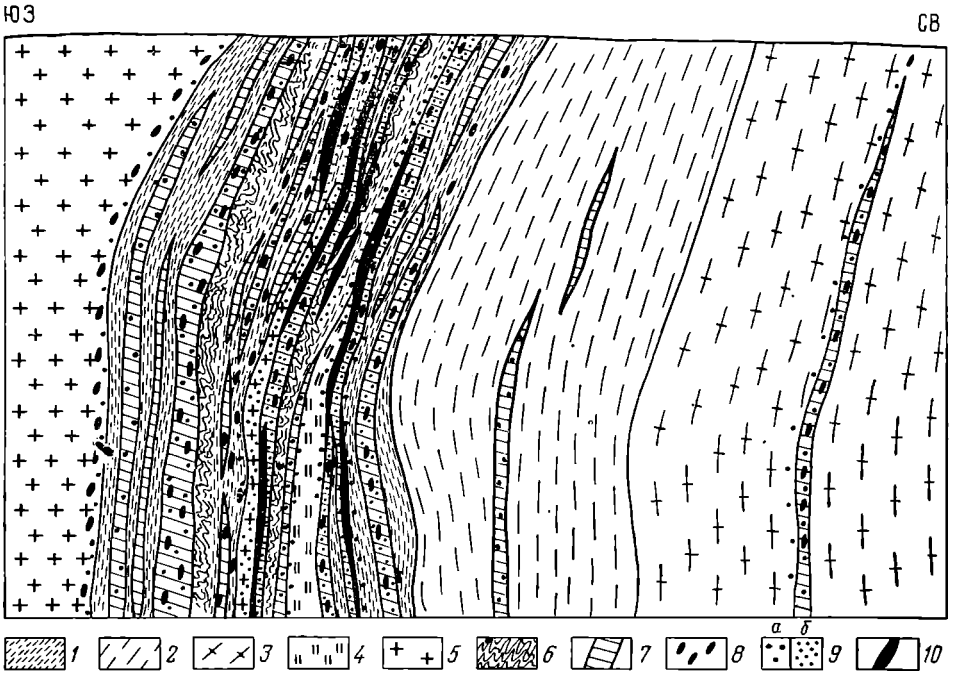


Рис. 28. Схема геологического строения района редкоземельно-торий-урановых месторождений.

1 — гнейсы амфиболитовой фации; *2* — кристаллические сланцы и гнейсы гранулитовой фации; *3* — зона полиметаморфизма и ультраметаморфизма; *4* — раннепротерозойские гранитоиды; *5* — разломы; *6* — проявления высокотемпературного калиевого метасоматоза; *7* — месторождения и рудопроявления

Рис. 29. Разрез через редкоземельно-торий-урановое месторождение.

1 — меланократовые мелкозернистые гиперстеновые, биотит-гиперстеновые и гранат-биотит-гиперстеновые кристаллические сланцы; *2* — массивные среднезернистые биотит-гиперстеновые гнейсы; *3* — биотит-гиперстеновые гранито-гнейсы; *4* — графитовые гнейсы; *5* — гранит; *6* — зоны смятия и мигматизации; *7* — пегматоидные и аплит-пегматоидные граниты; *8* — бластокатаклазиты и бластомилониты амфиболитовой фации; *9* — слабо (*а*) и сильно (*б*) микроклинизированные и биотитизированные породы (калиевые метасоматиты); *10* — рудные тела



зонального строения, в которых в общем случае выделяются внешняя, промежуточная и внутренняя зоны. Во внешней зоне ореолов наблюдается замещение гиперстена темноокрашенным биотитом с выделением «избыточного» мелкозернистого кварца и частичное замещение породообразующего кварца тонкорешетчатым микроклином. В промежуточной зоне кварц полностью замещен новообразованным микроклином и широко развит антипертит по плагиоклазу. Во внутренней зоне микроклин составляет 90—100% объема породы;

наряду с ним отмечаются биотит, иногда реликты крупных зерен гиперстена и небольшое количество переотложенного кварца. В направлении от неизмененных пород к внутренней зоне ореолов последовательно уменьшаются содержания кремнезема и натрия и увеличиваются содержания калия (до 11—12%) и отчасти глинозема.

Полная зональность калиевых метасоматитов с образованием микроклинитов развивается далеко не всегда. Она наблюдается главным образом в пегматоидных гранитах и значительно реже и лишь в пределах узких интервалов (0,1—2,0 м) в мигматизированных кристаллических сланцах и гнейсах, для которых характерно широкое развитие главным образом внешней и отчасти промежуточной зон.

Редкоземельно-торий-урановое оруденение развито во внутренней зоне ореолов калиевых метасоматитов, главным образом среди апопегматоидных микроклинитов, занимает обычно лишь часть их мощности и вместе с ними контролируется бластокатаклазитами, бластомилонитами и полосами мигматизации, развитыми в зонах разломов вблизи и за счет прослоев графитсодержащих гнейсов. Гораздо реже и на узких интервалах оно отмечается в апогнейсовых и апомигматитовых микроклинитах. По данным А. И. Тишкина и В. А. Стрельцова [300], урановая минерализация представлена вкрапленностью мелких (0,1—1,5 мм) кубических кристаллов торийсодержащего уранинита и обычно сопровождается также вкрапленными молибденитом, апатитом, ксенотимом, цирконом, монацитом, сфеном и небольшим количеством пирита, пирротина, халькопирита. Элементами-спутниками урана в рудах являются молибден, фосфор, торий, цирконий и редкие земли иттриевой группы [81].

Главную массу руд составляет микроклин, наряду с которым обычно присутствуют биотит, иногда грюнерит и реликты гиперстена, а также метасоматический и жильный темно-серый кварц, образованный за счет переотложения кремнезема, вынесенного из вмещающих пород в процессе калиевого метасоматоза. Намечается следующая последовательность минералообразования: 1) зональные ореолы калиевых метасоматитов, 2) дымчатый кварц и близкоодновременно — редкоземельные минералы, уранинит и апатит, 3) сульфиды, 4) поздние карбонатные прожилки.

В микроклинизированных пегматоидных жилах урановое оруденение обычно локализуется в приконтактовых частях жил и нередко частично наложено на примыкающие к жилам участки микроклинизированных гнейсов (рис. 30). В микроклинитах пегматоидных жил первой разновидности оно убогое и представлено ассоциацией уранинита главным образом с апатитом, содержание которого в рудах достигает 3—5% (рис. 31, см. также рис. 30, *а*). Несколько более высокие концентрации уранового оруденения отмечаются в жилообразных и неправильных гнездах темно-серого кварца. В апогнейсовых микроклинитах распределение уранинита подчинено сланцеватости исходных пород и контролируется контактами с апопегматоидными микроклинитами или участками проявления в них мигматизации. Значительно более богатое оруденение развито в приконтактовых частях микроклинизированных пегматоидных жил второй разновидности, где оно локализуется преимущественно среди реликтов крупнозернистого гиперстена и замещающих его грюнерита и биотита и в меньшей мере среди апопегматоидного микроклинита (рис. 32, см. также рис. 30, *в*). Помимо уранинита и апатита наблюдается густая вкрапленность названных редкоземельных минералов, а также молибденита и других сульфидов, иногда образующих короткие прожилковидные выделения.

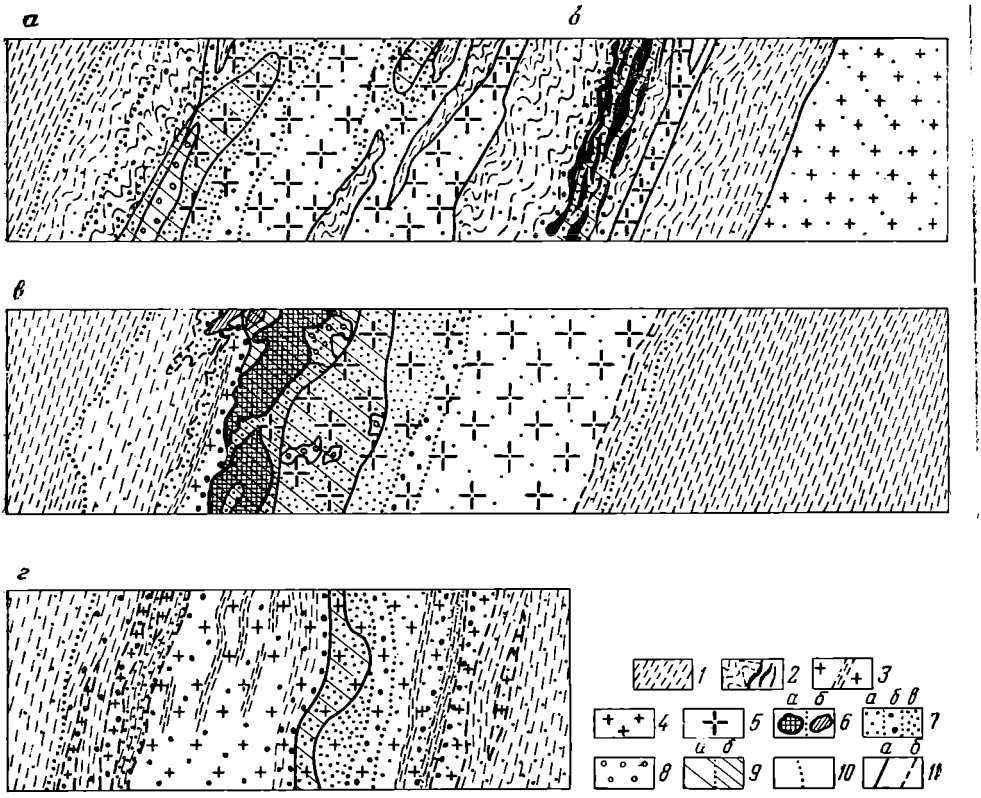


Рис. 30. Положение рудных залежей среди пегматоидных гранитов (*а* и *в*), мигматитов (*б*) и теневых мелкозернистых гранитов (гранито-гнейсов) (*г*).

1 — гнейсы: *2* — зоны смятия, гранитизации и мигматитов; *3* — теневые граниты с реликтовой сланцеватостью исходных гнейсов; *4* — среднезернистый гранит; *5* — пегматоидный гранит; *6* — выделения крупнокристаллического гиперстена (*а*) и неравномерно биотитизированного (*б*); *7* — высокотемпературные калиевые метасоматиты внешней (*а*), промежуточной (*б*) и внутренней (*в*) зон; *8* — метасоматический и жильный дымчатый кварц; *9* — рудные тела в основном с убогим (*а*) и относительно богатым (*б*) оруденением; *10* — границы метасоматических зон; *11* — геологические контакты резкие (*а*) и постепенные (*б*)

Возраст уранового оруденения рассматриваемых месторождений 2,0–1,9 млрд. лет. Такой же возраст имеют гранитоиды, в том числе поздние жилы аплит-пегматоидных гранитов, характеризующиеся повышенными средними содержаниями урана. Эти данные, а также наблюдаемая приуроченность урановых руд к пегматоидным гранитам привели исследователей к выводу о связи оруденения с раннепротерозойским ультраметаморфизмом, однако они разошлись по вопросу о характере такой связи. Одни исследователи [16] относят эти месторождения к пегматитовым образованиям, связывая рудообразование с кристаллизацией магматических расплавов, другие ученые [81] сам процесс образования пегматоидных жил рассматривают как проявление калиевого метасоматоза, а рудообразование объясняют проявлением кварцевого метасоматоза, третьи [300] связывают урановое оруденение с формированием гиперстен-полевошпатовых приконтактовых жил, рассматривая последние как продукт биметасоматоза, протекавшего на контакте пегматоидов с кристаллическими сланцами в условиях, переходных от пегматитового процесса к гидротермальному.

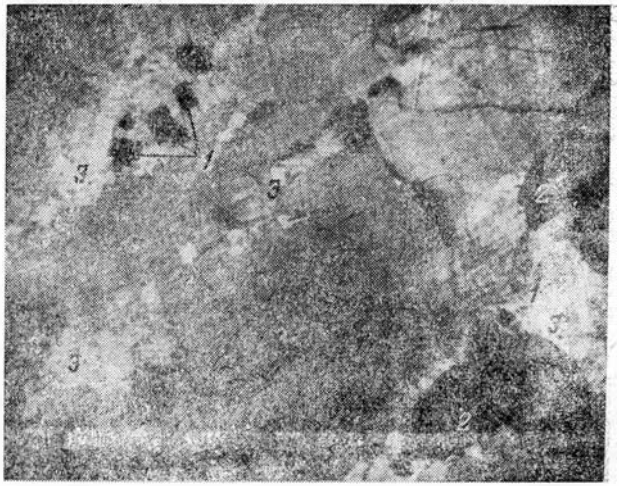
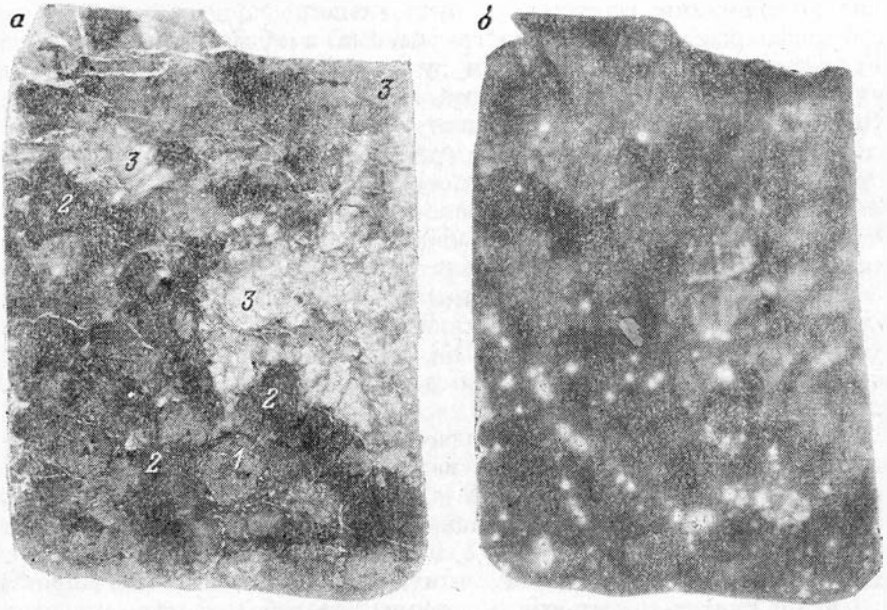


Рис. 31. Мелкие кристаллы уранинита (*1*) и апатита (*2*) в ассоциации с зернами мелкозернистого новообразованного тонкорешетчатого микроклина (*3*) в апопегматоидном микроклините. Прозрачный шлиф, николи скрещены. Ув. 30

Рис. 32. Вкрапленность уранинита (светлые точки на радиографии) в скоплениях крупных зерен биотитизированного гиперстена (*1*), развитых в приконтактовых частях жильных тел апопегматоидных микроклинитов. *2* — биотит, *3* — микроклинит.

а — фото штуфа, *б* — радиография



Изложенные данные о приуроченности редкоземельно-торий-уранового оруденения к микроклинитам внутренней зоны и к тесно с ними ассоциирующим жилам переотложенного дымчатого кварца показывают, что рудообразование протекало в процессе калиевого метасоматоза. Последний во времени и в пространстве тесно связан с ультраметаморфическими образованиями, но отделен от них проявлением в зонах разломов дислокационного метаморфизма с формированием за счет пегматоидных гранитов бластомилонитов и бластокатаклазитов амфиболитовой фации. Он происходил уже в постмагматическую (точнее постультраметаморфическую), гидротермальную, стадию, ибо в процессе метасоматоза интенсивно корродировались мирмекиты [155], широко развитые

в неизмененных пегматоидных гранитах и гнейсах и обычно рассматриваемые как наиболее ранние постмагматические образования [131].

Локализация оруденения среди близких к ним по возрасту ультраметаморфических пород и глубинных тектонитов-бластомилонитов, а также пластические деформации и перекристаллизация самих рудоносных жил дымчатого кварца указывают на значительные глубины формирования описываемых месторождений. Устойчивость в калиевых метасоматитах биотита свидетельствует о достаточно высоких температурах их формирования. Этот же уровень температур характерен и для редкоземельно-торий-урановой минерализации, завершавшей процесс высокотемпературного калиевого метасоматоза и протекавшей, согласно результатам определения температур гомогенизации кварца и декрепитации кварца и уранинита, в интервале температур 420—380° С [309]. С этим выводом согласуется исследование растворимости урана и редкоземельных минералов в гидротермальных растворах в области температур 200—500° С при давлении 500 кгс/см², проведенное В. Б. Ковалем и др. [125]. Оно показало, что такие минералы, как монацит, ксенотим и апатит, содержащие в качестве примесей элементы цериевой группы, образуются в наиболее высокотемпературные стадии щелочного метасоматоза. Источником урана в постмагматических щелочных растворах могли являться как кристаллизующиеся магматические расплавы, обусловившие формирование ультраметаморфических пород, так и прослои графитовых и графитсодержащих гнейсов.

По геологическим особенностям, условиям залегания и минеральному составу руд к описанным месторождениям СССР весьма близки так называемые урановосные пегматиты Канадского щита. Они широко распространены в пределах этого щита и отмечены в рудных районах озер Большого Невольничьего [408], Биверлодж и Шарлебуа [417, 435], Лак Ла Ронж [387], Понтиак (Квебек), но объектом промышленной отработки являются лишь в районе Халибертон-Банкрофт (Онтарио). Район располагается в структурной провинции Гренвилл. Здесь известен ряд месторождений (Банкрофт, Бикрофт, Фарадей, Дайноу, Макдональд и др.) с содержанием урана в рудах от 0,04 до 0,85% (в среднем 0,093%). В последнее время значительно приращены запасы урановых руд на месторождении Фарадей и обнаружены новые перспективные зоны редкоземельно-торий-уранового оруденения.

Э. У. Хейнрих [323] рассматривает месторождения описываемого типа Канадского щита как пегматитовые и разделяет их на три класса: 1) незональные пегматиты, наиболее важные в промышленном отношении; 2) зональные пегматиты, представляющие главным образом минералогический интерес; 3) структурно-сложные пегматиты с наложенными вторичными элементами (кальцит-флюорит-апатитовыми, кальцит-флюорит-апатит-биотит-пироксеновыми и кальцит-биотит-апатитовыми жилами), разрабатываемые главным образом на флюорит с попутной добычей уранинита. Этот исследователь отмечает совместное нахождение в пределах каждого из перечисленных районов и генетическое родство пегматитов всех трех выделенных им классов.

Среди незональных урановосных пегматитов, наиболее интересных в промышленном отношении и близких к описанным месторождениям, Э. У. Хейнрихом [323] выделены два типа: 1) гранит-пегматиты «фельзитовые», светлые, бедные биотитом, роговой обманкой и пироксеном (в участках месторождения Фарадей, зона В месторождения Дайноу и др.), 2) гранит- и сиенит-пегматиты, богатые темноцветными минералами (месторождения Сентрал-Лейк, Бикрофт, Фарадей, зона С месторождения Дайноу). Типичные для этого класса

пегматиты месторождения Сентрал-Лейк (район Халибертон-Банкрофт) контролируются полосой биотит-роговообманковых очковых гнейсов, вероятно, представляющих собой бластокатаклазиты и бластомилониты и развитых в 800-метровой по мощности пачке архейских парагнейсов. Последние на западе контактируют с гранитами и гранито-гнейсами, а на востоке — с мраморами. Пегматиты образуют жильные тела мощностью до 9 м при протяженности десятки — первые сотни метров. Состав их изменяется от кварцевого гранита до гранита и сиенита. Урановосные пегматиты сложены в основном крупнозернистым красным полевым шпатом. К краевым зонам, богатым пироксеном, главным образом и приурочены рассеянные зерна уранинита в ассоциации с биотитом, роговой обманкой, нередко кварцем, а также уранторит, апатит, циркон, сфен, титанит, флюорит, кальцит, молибденит, пирит, пирротин, халькопирит. Многие из жил образованы чередующимися полосами, сложенными гранитным пегматитом, инъекционным гнейсом, лейкогранитом, гнейсированным пегматитом и кварц-пироксеновой породой. Часть жил содержит обильные выделения дымчатого уранинитсодержащего кварца.

Как перечисленные и аналогичные им месторождения в незональных пегматитах района оз. Шарлебуа [435], так и месторождения в зональных [387] и так называемых структурно-сложных [438, 323, 14] пегматитах характеризуются одной общей особенностью — тесной связью уранинита с биотитом и калиевым полевым шпатом. Об этой особенности урансодержащих пегматитов, не придавая ей должного значения, упоминают практически все канадские геологи. Л. Р. Пейдж [426] первый обратил внимание на то, что урановые и редкоземельные минералы встречаются в пегматитах, богатых калием. В этой связи важными представляются наблюдения И. Б. Моудслея [417] и Э. У. Хейнриха [323], отметивших, что в тех участках жильных тел гранитных пегматитов и плагиогранитов, где развито урановое оруденение, эти породы постепенно сменяются «сиенитовыми» пегматитами, в которых помимо олигоклаза широко распространены микроклин, ортоклаз, а также нередко линзы черного или дымчатого кварца. Характерны существенно полевошпатовый состав собственно урановосных зон в пегматитах, в которых содержание микроклина может достигать 80% объема породы [416], а также во многих случаях почти полное отсутствие кварца. Все эти изменения состава исходных гранитных пегматитов, заключающиеся по существу в привносе калия и глинозема и выносе кремнезема и натрия, аналогичны тем, которые типичны для измененных уран-содержащих докембрийских пегматоидных гранитов на описанных месторождениях СССР, образованных в процессе высокотемпературного калиевого метасоматоза. Они могут быть объяснены только воздействием высокотемпературных калиевых растворов, а не расплавов, как это предполагал Р. Б. Форд [387]. Показательно, что и на канадских месторождениях широко распространено образование микроклина не только в пегматоидных гранитах, но и во вмещающих гнейсах, где его содержание иногда достигает 80% [438]. Наконец, достаточно убедительным доказательством гидротермального генезиса редкоземельно-уранового оруденения описываемого типа являются урановосные микроклинизированные мигматиты района оз. Биверлодж [435], а также метасоматические залежи месторождения Бикрофт. Последние локализованы вне пегматитов в мраморах, а также в пироксенитах, где они, согласно Д. Ф. Хевитту [395], контролируются обилием биотита, присутствием скаполита и наличием контактов пироксенитов с сиенитами или сиенит-пегматитами, под которыми можно предполагать высокотемпературные калиевые метасоматиты.

В отличие от отечественных, редкоземельно-торий-урановые месторождения Канады имеют различный возраст. В структурной провинции Черчилл (район оз. Биверлодж) они образованы 2,0—1,9 млрд. лет назад [435, 469, 439], а в провинции Гренвилл (район Вильберфорс — Банкрофт) — 1,1—0,9 млрд. лет назад [408, 435, 439]. Однако в обеих указанных и в других структурных провинциях Канадского щита эти месторождения тесно пространственно, во времени и генетически связаны с разновозрастными ультраметаморфическими образованиями, представляя конечную, постмагматическую стадию их формирования.

Охарактеризованными месторождениями СССР и Канады несомненно не ограничивается перечень докембрийских месторождений, локализованных в блоках архейских пород и связанных с высокотемпературными калиевыми метасоматитами. К этой же группе месторождений, вероятно, относятся редкоземельно-урановые пегматиты пегматитового поля Булкумата-Бимбури в провинции Брокен-Хилл (Австралия), содержащие K_2O 9—11% [128], а также поля урансодержащих пегматитов в кристаллическом фундаменте Балтийского [475] и Индийского [442] щитов.

Давидитовые месторождения среди амфиболитов и кристаллических сланцев

Урановые месторождения с давидитом в качестве основного рудного минерала достаточно широко распространены на докембрийских щитах, но обычно являются мелкими по запасам урана. Для них характерны локализация среди основных пород — амфиболитов, кристаллических сланцев и ассоциация давидита с минералами железа и титана. Многие вопросы генезиса этих месторождений изучены недостаточно. Для некоторых месторождений установлена связь со среднетемпературным натровым метасоматозом, однако среди давидитовых месторождений имеются и такие, которые тесно связаны с процессами гранитизации и пегматитообразования, проявленными среди основных пород, и, вероятно, относятся к высокотемпературным образованиям.

Примером последних является месторождение Радиум-Хилл, которое находится в Южной Австралии в 450 км к северо-востоку от г. Аделаида (рис. 33). Открыто оно в 1906 г. и разрабатывалось с 1954 по 1961 г.; в течение этого периода было добыто 939 т U_3O_8. Месторождение расположено в пределах байкальской складчатой области — геосинклинали Аделаида и приурочено к срединному массиву Брокен-Хилл, ограниченному региональными разломами и представляющему собой выступ архейского фундамента Австралийской древней платформы.

Район месторождения сложен архейским полиметаморфическим комплексом разнообразных гнейсов и кристаллических сланцев, метаморфизованных в условиях гранулитовой и регрессивной амфиболитовой фаций. Эти породы смяты в системы крутопадающих складок северо-восточного простирания, разбиты разломами и прорваны (от ранних к поздним) штоками амфиболита, интрузивными телами натровых микрогранитов (аплитов) и связанными с ними пегматитовыми жилами, содержащими редкоземельные минералы, а также дайками уралитовых долеритов [427].

Месторождение приурочено к мощной крутопадающей зоне длительно развивавшегося разлома северо-восточного простирания, рассекающей ядро антиклинальной складки (см. рис. 33). В пределах зоны наблюдаются вытянутые штокоподобные тела рассланцованных древних амфиболитов, гранити-

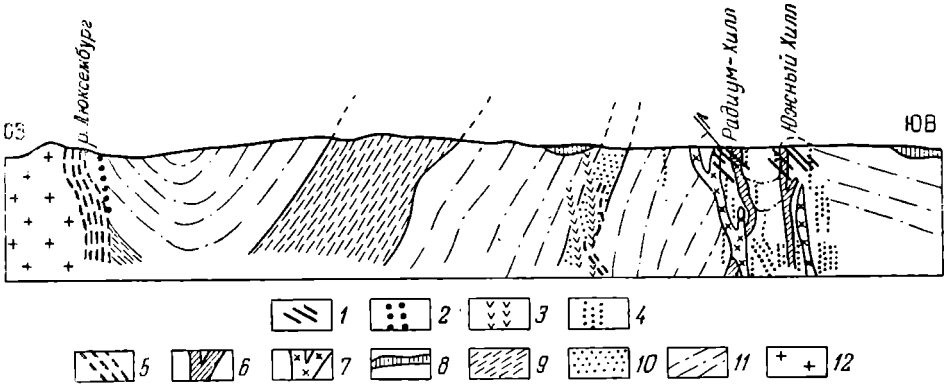


Рис. 33. Геологический разрез через месторождение Радиум-Хилл, провинция Брокен-Хилл, Австралия. По М. М. Константинову и Е. Я. Куликовой [130].

1 — урановые тела; *2* — серебряно-медные тела; *3* — дайки порфирита; *4* — дайки пегматита; *5* — амфиболитовые дайки; *6* — амфиболитовые штоки; *7* — гранит-аплиты; *8* — аллювий; *9* — сланцы и гнейсы; *10* — аплит-гнейсы; *11* — пегматитизированные гнейсы; *12* — граниты

зация и мигматизация кристаллических сланцев и гнейсов, пояса пегматитовых жил и, вероятно, бластомилониты и бластокатаклазиты («очковые гнейсы» Л. У. Паркинса и К. Р. Глэссона). Наиболее поздними являются урановосные и безрудные биотит-кварцевые жилы и пересекающие их поздние дайки долеритов.

Три главных урановосных жилы приурочены к субпараллельным сколовым зонам полосчатых очковых гнейсов, развитым на юго-восточном крыле и вблизи осевой части антиклинали, полого погружающейся на северо-восток. Они протягиваются с перерывами на несколько километров и резко изменяются по мощности (от 0,1—0,2 до 6 м) и количественному соотношению слагающих их минералов. Фланги жил обычно представлены очковыми скоплениями кварца и биотита во вмещающих очковых гнейсах (бластомилонитах?). Ближе к центральным частям жил появляется рассеянная вкрапленность минералов железа и титана с ураном или без него, образующих желвачную или пятнистую руду. В участках раздува жил, обычно наблюдаемых при пересечении амфиболитов, жильное выполнение представлено грубозернистым агрегатом взаимно прорастающих бронзового биотита, ярко-розового кварца, ильменита, рутила, гематита и давидита, наряду с которыми в центральных частях жил отмечается немного ярко-красного полевого шпата.

Давидит из месторождения Радиум-Хилл представляет собой сложный титанат железа, урана и редких земель. В нем содержится 8—9% U_3O_8, 54,3% TiO_2, 13,0 Fe_2O_3, 16% FeO и около 8,3% редких земель. Возраст давидита, определенный свинцово-изотопным методом, 1730 млн. лет [323].

Согласно Э. У. Хейнриху [323], намечается такая последовательность формирования месторождения: 1) развитие в очковых гнейсах кварц-биотит-гематит-ильменитового агрегата, 2) внедрение редкоземельных пегматитов, содержащих сфен и ксенотим, 3) подвижки по зонам сколов с брекчированием пегматитов и их биотитизацией, 4) внедрение амфиболитов, 5) внедрение прожилков прозрачного кварца, содержащих давидит, одновременно с формированием неправильных гнезд метасоматического ярко-красного полевого шпата и развитием давидита внутри ранее образованного ильменит-гематитового агрегата.

Образование давидита одновременно с метасоматическим ярко-красным полевым шпатом и наложение давидита совместно с новообразованным полевым шпатом, кварцем и биотитом на уже деформированные пегматиты сближают это месторождение с охарактеризованными урансодержащими пегматоидными образованиями СССР и Канады. Если новообразованным красным полевым шпатом является микроклин или ортоклаз, как это имеет место в пегматитах Канады (у Л. У. Паркинса и К. Р. Глэссона в их совместной статье состав полевого шпата, к сожалению, не указан), то его сочетание с биотитом свидетельствует о проявлении высокотемпературного калиевого метасоматоза аналогично тому, который проявлен на охарактеризованных редкоземельно-торий-урановых месторождениях СССР.

А. У. Уиттл [477] отмечает связь давидитовых месторождений соседнего района Олари (Крокерс Уэлл, Спринг-Хилл и др.) с региональной альбитизацией, имевшей место в период формирования пегматитовых жил. Однако давидит в рудах этих месторождений ассоциирует с ториевым браннеритом и не содержит черного биотита, характерного для рудных жил Радиум-Хилла. Возраст его 1660 млн. лет и, по-видимому, образование давидита обусловлено иными гидротермальными процессами. Таким образом, отнесение месторождения Радиум-Хилл к описываемому классу гидротермальных месторождений, связанных с высокотемпературными калиевыми метасоматитами, не лишено оснований, хотя и остается предположительным.

Группа 2

РЕДКОЗЕМЕЛЬНО-УРАНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В НАЛОЖЕННЫХ СКЛАДЧАТЫХ КОМПЛЕКСАХ АКТИВИЗИРОВАННЫХ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Уранинитовые месторождения среди пегматоидных и аляскитовых гранитов

Крупнейшим представителем месторождений данной подгруппы, да и всего класса в целом, является месторождение Россинг в Намибии, находящееся в 55 км к северо-востоку от г. Свакопмунда и разрабатываемое с 1976 г. Запасы этого месторождения 116 тыс. т урана.

Месторождение располагается в пределах Дамарской миогеосинклинали, разделяющей Касаи-Ангольский и Бушменский щиты. Архейский цоколь представлен биотитовыми кристаллическими сланцами, гнейсами, мраморами и кварцитами системы Абабис, смятыми в складки и обнажающимися в ядре двух крупных антиклиналей. Эти породы с угловым несогласием и трансгрессивно перекрыты образованиями геосинклинального этажа. Последний сложен разнообразными метаморфизованными биотитсодержащими осадочными породами, обогащенными кварцем и полевым шпатом, а также мраморами, известково-силикатными породами и кварцитами, принадлежащими формации Носиб (1,8—1,1 млрд. лет) и системе Дамара (1,1—0,5 млрд. лет).

Складчатость, метаморфизм и магматическая деятельность проявились в районе дважды: до отложения пород геосинклинального комплекса и после него. Магматизм выразился в интенсивной гранитизации пород, развитии абиссальных интрузивов гранитов и многочисленных жил аляскитовых пегматоидных гранитов. Последние густо пронизывают вмещающие породы, которые часто сохраняются лишь в виде останцов. Пегматитовые тела незональные

и однообразны по составу и структуре. Они состоят из кварца, полевого шпата, биотита, акцессорных минералов.

Урановое оруденение развито локально в пределах неправильного по форме участка диаметром около 700 м в виде сближенных урапоносных зон. Оно приурочено к крупным пегматитовым жилам, развитым главным образом вдоль или вблизи контакта пород формации Носиб и системы Дамара и состоящим из дымчатого кварца, микроклина и биотита. Оруденение представлено рассеянной вкрапленностью мельчайших зерен уранинита размером до 0,3 мм в диаметре, а также бетафитом и вторичными минералами урана: бета-уранофаном, метаторбернитом, уранофаном, карнотитом, торогуммитом и гуммитом. Содержание урана 0,05%; оно повышается в участках пересечения пегматитами биотитовых сланцев. Уранинит встречается в дымчатом кварце, биотите, микроклине и особенно в краевых биотитовых зонах. Он тесно ассоциирует с монацитом, цирконом, небольшим количеством пирита, халькопирита, молибденита, ильменита и магнетита и редко с флюоритом и гематитом. Абсолютный возраст уранинита и биотита из урапоносных пегматитов 510 ± 40 млн. лет [357].

Месторождение Россинг с описанными выше редкоземельно-торий-урановыми месторождениями СССР и Канады объединяют следующие общие черты: 1) локальное развитие уранового оруденения при региональном распространении пегматоидных гранитов; 2) приуроченность к незональным пегматоидам с высоким содержанием микроклина и характерным (переотложенным?) дымчатым кварцем; 3) в целом одинаковая ассоциация минералов в рудах; 4) приуроченность более богатых руд к краевым зонам, обогащенным темноцветными минералами.

Уранинитовые месторождения среди скарнов

Наиболее характерный представитель этой подгруппы — месторождение Мери Кетлин, являвшееся в 1958—1963 гг. основным объектом добычи урана в Австралии и давшее 3,485 т U_3O_8 *. Оно находится в ранне-среднепротерозойской геосинклинали Маунт-Айза [116] и приурочено к западному крылу синклинальной складки, опрокинутой к востоку. Сложена складка отложениями формации Корелла (рис. 34), подразделяющимися на три части [415]: верхняя часть — преимущественно кварциты, средняя часть — в основном метаморфизованные известковые и известково-силикатные породы, в которых имеется горизонт «брекчий и конгломератов», базальная часть — измененные породы лав основного состава с участками метаморфизованных пород. Эти отложения метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации [312]. На западе и востоке они контактируют с двумя крупными массивами гранитоидов, находящимися от месторождения соответственно в 1,5 и 3,5 км. Массив, расположенный на западе, представлен древними слюдяными гнейсовидными гранитами, образованными в процессе гранитизации. Восточный массив представляет собой сложный многофазный плутон, в котором ранние более основные породы последовательно во времени и в направлении с востока на запад сменялись адамеллитами и гранит-порфирами, имеющими активный контакт с метаморфическими породами. Апофизы этого плутона в виде даек мелкозернистых лейкократовых кварц-полевошпатовых пород и аплитов проникают во вмещающие породы вплоть до рудных тел.

---

* В 1976 г. эксплуатация рудника была возобновлена в связи с уточнением запасов урана, составивших 8200 т при среднем содержании металла 0,1%.

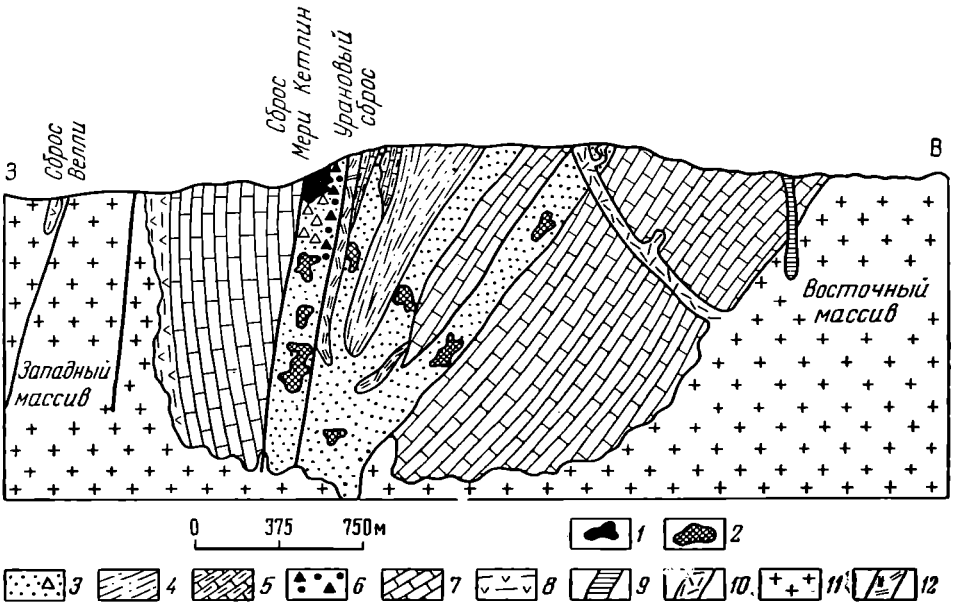


Рис. 34. Геологический разрез через месторождение Мери Кетлин. По Р. С. Матесону и Р. А. Серлу [415].

1 — установленное рудное тело; *2* — предполагаемые рудные тела; *3* — зоны гранатового метасоматоза — альмандин с андрадитом (урановая минерализация заключена в этих зонах); *4* — кварциты с пропластками карбонат-кварцевых гранулитов; *5* — скаполит-диопсидовые гранулиты; *6* — брекчия конгломерата; *7* — диопсид-скаполитовые гранулиты с линзами скаполитизированных кристаллических известняков и кварцитов; *8* — переслаивающиеся карбонат-кварцевые гранулиты, кварциты и измененная основная порода; *9* — постгранитовые дайки долерита; *10* — апофизы кварц-полевошпатового порфира; *11* — гранитный комплекс; *12* — скаполитизированный диорит

Собственно месторождение ограничено сбросами северо-западного и запад-северо-западного простирания и представляет собой зону скарнов с редкоземельно-урановой минерализацией. Скарны развиты вдоль секущих и многочисленных мелких послойных трещин преимущественно среди полосчатых известково-силикатных пород (диопсидовых и скаполит-диопсидовых гранулитов) и прослоев брекчии и конгломератов средней части разреза формации Корелла, хотя встречаются также и в верхней, и в базальной ее частях. Они состоят из граната (андрадита и альмандина), полевого шпата и скаполита.

Рудные тела залегают в наиболее гранатизированных прослоях и линзах конглобрекчий, имеют неправильную форму, невыдержанную мощность и, за исключением главной залежи, относительно небольшие размеры. Для них характерны как резкие, так и постепенные контакты и включения слаборуденелых и безрудных скарнов. Они сложены вкрапленностью и сплошными агрегатами главным образом ортита и апатита, корродирующими гранат, и содержат рассеянную вкрапленность и скопления уранинита, сульфидов, редкоземельных и других минералов. Состав руд весьма изменчив, но в целом он характеризуется соотношением между ортитом, апатитом, гранитом и остальными минералами, равным 35 : 10 : 40 : 15 [312]. К остальным минералам относятся уранинит, редкоземельные минералы стилвеллит и кариоцерит, пирротин, халькопирит, пирит, реже галенит, молибденит, а также диопсид, кварц, скаполит, полевые шпаты и др. Уранинит рассеян главным образом в ортите и стилвеллите и меньше в апатите и андрадите. Он образует неправиль-

ные овоидные зерна, иногда кубические кристаллы размером от 0,1—0,001 до 2—3 мм. Количество его в целом пропорционально количеству ортита.

Все исследователи, изучавшие месторождение Мери Кетлин, подчеркивают тесную генетическую связь скарнов и урановой минерализации с гранитами восточного массива. К сожалению, систематического изучения абсолютного возраста уранинита не проведено, известен лишь возраст урановой слюдки — 1600 млн. лет [116]. Этому возрасту отвечает время формирования в геосинклинали Маунт-Айза микрогранитов и пегматитов (1560 млн. лет) и гранитов типа Сибелла (1755 млн. лет). Однако не исключено, что уранинит является более древним и сопоставим по возрасту с гранитами Калкадун (1930 ± 51 млн. лет), рассекающими породы как фундамента, так и геосинклинального этажа [386].

Это необычное месторождение почти во все генетические классификации вошло как скарновое (контактово-метасоматическое), однако от внимания многих геологов ускользает ряд деталей, впервые подмеченных Р. С. Матесоном и Р. А. Серлем [415]: обычно отмечается замещение в скарнах андрадита уранинитом и ортитом, но редко упоминается одновременное с этими минералами образование микроклина и заключение указанных авторов о тесной связи рудообразующих растворов с постскарновым процессом фельдшпатизации (развитием микроклина и альбита). В более поздней публикации А. У. Уиттла [312] отмечено, что над рудным телом кварциты верхней части формации Корелла почти полностью фельдшпатизированы, причем новообразованными минералами являются микроклин, замещающий кварц (!), а также биотит, апатит и ильменит. Наряду с этими минералами в рудовмещающих известковых породах средней части разреза развиты турмалин, циркон, сфен, анизотропный кварц. Наконец, замещение мелкокристаллическим микроклином кварца этот автор отметил в обломках рудоносных конглобрекчий (вплоть до образования мономинеральных микроклиновых пород) и в постмагматических кварцевых жилах, рассекающих граниты восточного массива. Замещение кварца микроклином возможно только при воздействии щелочных растворов, и наряду с образованием биотита, апатита, циркона, сфена, турмалина, ортита и других редкоземельных минералов свидетельствует, на наш взгляд, об образовании урановой минерализации в процессе высокотемпературного калиевого метасоматоза, наложенного на более ранние скарны.

Кроме Мери Кетлин докембрийская урановая минерализация среди скарнов в известковых породах известна на Канадском (провинции Онтарио и Квебек) и Балтийском (район Норберг, Швеция) щитах [323]. Из скупых сообщений об этих проявлениях следует, что там развиты как собственно скарновые (диопсид, скаполит, андрадит, тремолит, флогопит), так и, по всей вероятности, гидротермальные (ортит, уранинит, апатит, циркон, редкоземельные минералы, биотит, кварц, халькопирит, пирит, молибденит) минералы.

Интересный пример проявления подобной минерализации приводят Т. В. Билибина и др. [30]. Согласно этим авторам, уранинит в рудах тесно ассоциирует с мелкозернистым апатитом, а также графитоподобным веществом, сфеном, иногда с пирротином, халькопиритом, молибденитом, сфалеритом, реже с ортитом и ксенотимом. Вместе с перечисленными минералами он наложен на катаклазированные диопсид-плагиоклазовые скарноподобные породы, на секущие тела плагиопорфиров и на кварц-микроклиновые инъекционные жилки, пронизывающие слабо мигматизированные силлиманит-графитовые и андалузитовые сланцы. И хотя микроклинизация (или «сиенитизация»)

отмечена на перечисленных месторождениях лишь в редких случаях [395], принадлежность этих месторождений к описываемому классу особых сомнений не вызывает.

КЛАСС Б

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОБЛАСТЕЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ, ОБРАЗОВАННЫЕ В ПРОЦЕССЕ СРЕДНЕ-НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОГО НАТРОВОГО МЕТАСОМАТОЗА И СОПРЯЖЕННЫЕ С ГИПАБИССАЛЬНЫМ — ПРИПОВЕРХНОСТНЫМ ГРАНИТОИДНЫМ МАГМАТИЗМОМ

К данному классу отнесены докембрийские метасоматические урановые месторождения, локализованные среди натровых метасоматитов — альбититов, эгиринизированных и рибекитизированных пород. Эти месторождения распространены на докембрийских щитах, но наиболее типичные из них находятся в Канаде (район оз. Биверлодж на Канадском щите) и в СССР.

В отличие от высокотемпературного редкоземельно-торий-уранового оруденения месторождения, связанные с натровым метасоматозом, резко оторваны во времени от процессов регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и глубинного магматизма. Возраст их 1,7 ± 0,1 млрд. лет; образованы они спустя приблизительно 200 млн. лет после окончательной консолидации кристаллического фундамента древних платформ.

Среди описываемых месторождений по разным позициям в структуре щитов и составу вмещающих толщ могут быть выделены две основные группы месторождений (см. табл. 2). Собственно урановые месторождения, локализующиеся в зонах глубинных разломов активизированных эпиархейских кратонов среди альбитизированных гнейсов и гранитов, подразделяются на две подгруппы в зависимости от связи со средне- (месторождения СССР) или средне-низкотемпературными (месторождения района оз. Биверлодж, Канада) натровыми метасоматитами. Железо-урановые месторождения связаны с натрово-карбонатными метасоматитами и локализованы на щитах среди железорудных формаций раннепротерозойских геосинклинальных трогов.

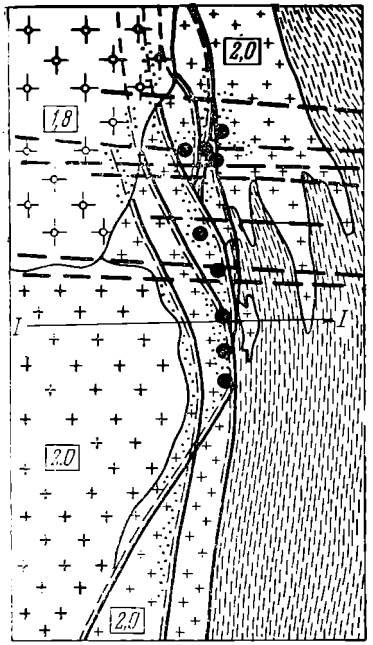
Группа 1

УРАНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКТИВИЗИРОВАННЫХ ЭПИАРХЕЙСКИХ КРАТОНОВ СРЕДИ ГРАНИТОВ И ГНЕЙСОВ

Уранинит-настуран-титанатурановые месторождения

Урановые месторождения данной подгруппы располагаются в центральной части одного из щитов СССР в пределах блока, консолидированного в позднем архее и испытавшего в последующем интенсивный тектогенез дважды: в конце раннего протерозоя (2,0—1,9 млрд. лет назад) одновременно с проявлением регионального ультраметаморфизма и в среднем протерозое (1,8—1,4 млрд. лет назад), когда он сопровождался формированием гипабиссальных — приповерхностных интрузивов и разнообразных даек.

Породы фундамента представлены преимущественно кварц-биотит-плагиоклазовыми гнейсами, содержащими нередко переменное количество кордиерита, роговой обманки и пироксена, а также мигматитами и гранито-гнейсами. Эти



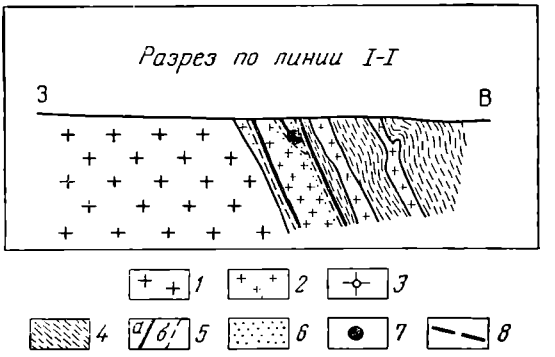


Рис. 35. Схема геологического строения района месторождений ураноносных альбититов.

1 — крупнозернистые калиевые граниты; *2* — трахитоидные среднезернистые и теневые гнейсовидные граниты и мигматиты; *3* — граниты рапакиви; *4* — биотит-плагиоклазовые гнейсы; *5* — ураноносные разломы, выраженные разновозрастными структурными элементами: *а* — древними (зоны смятия и будинажа, пояса пегматоидных жил и бластомилонитов амфиболитовой фации), *б* — относительно более молодыми (катаклазиты и милониты зеленосланцевой фации и натровых метасоматитов); *6* — среднетемпературные натровые метасоматиты; *7* — урановые месторождения и рудопроявления; *8* — поперечные тектонические зоны. На рисунке в квадратиках приведен абсолютный возраст пород в млрд. лет

породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, смяты в систему крутых и относительно простых складок субмеридионального направления, неравномерно гранитизированы и прорваны многочисленными субсогласными телами гранитов и пегматоидов.

В центральной части указанного блока располагается гигантский гранитный купол. Он образован двумя разновозрастными комплексами гранитоидов и ограничен с востока и запада мощными (до 10—15 км) зонами глубинных разломов, контролирующими тела натровых метасоматитов и урановые месторождения. Центральная часть купола сложена раннепротерозойскими (2 млрд. лет) крупнозернистыми порфировидными калиевыми гранитами, сменяющимися к периферии трахитоидными и нормальными среднезернистыми гранитами, а затем (в экзоконтакте купола) — широкими полосами мигматитов и гранитизированных гнейсов, пронизанными жилами пегматоидных гранитов. Более молодыми, среднепротерозойскими (1,8—1,7 млрд. лет), являются крупные конической формы гипабиссальные — приповерхностные интрузивы гранитов рапакиви и тесно с ними сопряженные крупные тела габбро, габбро-норитов и габбро-лабрадоритов. Дайки пикритов, габбро-диабазов, анортозиенитов и диабазовых порфиритов — наиболее поздние магматические породы района. Они приурочены к крупным зонам разломов широтного простирания; возраст их соответственно 1,8; 1,6; 1,4 и 1,3 млрд. лет (определен К—Ar методом).

Помимо указанных краевых глубинных разломов месторождения ураноносных натровых метасоматитов обнаружены и в пределах гранитного купола, где они располагаются вдоль тектонических зон меридионального и северо-западного направлений, диагональных к основным меридиональным зонам

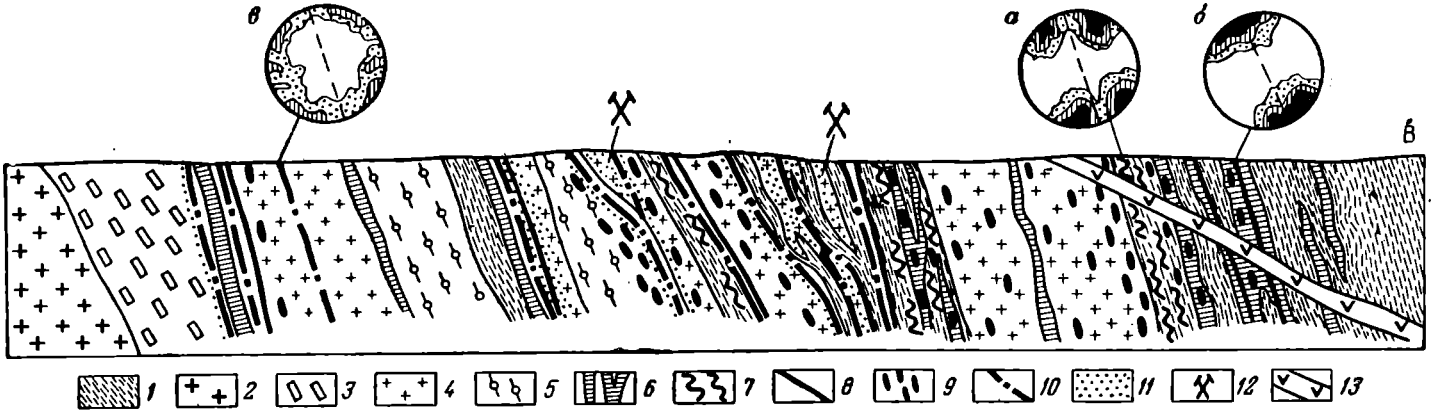


Рис. 36. Схема внутреннего строения глубинного разлома (разрез), контролирующего месторождения ураноносных альбититов.

1 — гнейсы; *2* — крупнозернистые калиевые граниты; *3* — трахитоидные граниты; *4* — среднезернистые граниты; *5* — теневые мигматиты; *6* — пегматоидные граниты; *7* — зоны смятия, мигматизации и будинажа; *8* — бластомилониты амфиболитовой фации; *9* — бластокатаклазиты амфиболитовой фации; *10* — милониты и катаклазиты зеленосланцевой фации; *11* — среднетемпературные натровые метасоматиты; *12* — месторождения и рудопроявления; *13* — диабазовые дайки. *а*, *б*, *в* — микроструктурные диаграммы ориентировки оптических осей кварца в зонах смятия и будинажа (*а*), в бластомилонитах (*б*) и в милонитах зеленосланцевой фации (*в*)

глубинных разломов. Однако большая их часть располагается в зоне глубинного разлома, ограничивающей гранитный купол с востока (рис. 35) и имеющей длительную историю развития.

Строение урановосной зоны разломов. Тектоническая зона имеет сложное внутреннее строение и образована структурными элементами двух существенно различающихся между собой и разновозрастных групп [154]. Структурные элементы первой, древнейшей, группы возникли еще в раннем протерозое в процессе становления кристаллического фундамента. Они представлены последовательно формировавшимися мелкими телами среднезернистых гранитов, мощными зонами смятия и будинажа, поясами пегматитовых жил, а также крупными и мелкими швами тонкорассланцованных и перекристаллизованных пород — бластомилонитов (рис. 36). Зоны смятия и бластомилонитовые швы возникали в условиях проявления интенсивных пластических деформаций, совершавшихся на значительной глубине и при высокой температуре, характерных для альмандин-амфиболитовой фации метаморфизма. Они пересекают все ультраметаморфические раннепротерозойские гранитоиды, но в свою очередь срезаются массивом среднепротерозойских гранитов рапакиви и габбро-лабрадоритов [156]. Ими контролируются мелкие проявления высокотемпературного калиевого метасоматоза (микроклинизации).

Структурные элементы второй, более поздней, группы были образованы в среднем протерозое в условиях относительно близповерхностных хрупких деформаций и менее высоких температур. Они представлены главным образом многочисленными милонитовыми швами и зонами катаклаза, сопровождающимися широкими зонами зеленосланцевого (эпидот-хлоритового) изменения пород, а также наложенными на них более поздними катаклазитами, в которых заключены ореолы урановосных натровых метасоматитов. Милониты и катаклазиты унаследовали более древние бластомилонитовые швы, имеют мощность десятки метров и особенно интенсивно проявлены среди мигматитов и гранитных тел, пронизывающих гнейсы. В отличие от бластомилонитов они отчетливо прослеживаются в среднепротерозойских гранитах рапакиви, но имеют в них заметно меньшую мощность.

Ореолы натровых метасоматитов согласны с залеганием ультраметаморфических пород на обрамлении гранитного купола и в то же время вытянуты по простиранию и падению контролирующих их разломов, располагаясь среди катаклазитов и милонитов зеленосланцевой фации (см. рис. 36).

Различаются два типа натровых метасоматитов — эгирин-рибекитовый и эпидот-хлоритовый, образованные в результате деятельности щелочных растворов соответственно с высокой и низкой активностью натрия [106]. В общем случае их ореолы характеризуются наличием трех зон: внешней, промежуточной и внутренней, собственно альбититовой. Во внешней зоне метасоматитов первого типа наблюдаются частичное замещение кварца микроклином и альбитом, деанортизация (и покраснение) плагиоклаза и развитие рибекита по биотиту. В промежуточной зоне кварц полностью выщелочен и метасоматиты представлены мясо-красной породой, состоящей из микроклина, альбита и рибекита. Наконец, во внутренней зоне микроклин почти полностью замещен альбитом, а рибекит — эгирином, и метасоматиты представляют собой эгиринсодержащий альбитит. В метасоматитах эпидот-хлоритового типа вместо рибекита и эгирина образуются хлорит и эпидот, устойчивые во всех зонах метасоматической колонки. Полная метасоматическая зональность возникает не в каждом теле натровых метасоматитов, нередко в них выпадает внутренняя (альбититовая) и даже промежуточная зоны. Текстурно-структурные

особенности исходных пород при метасоматозе обычно хорошо сохраняются, а разрез последних легко воссоздается.

Урановая минерализация в зоне разломов связана с натровыми метасоматитами и располагается исключительно среди альбититов внутренней зоны ореолов. Она всегда развита в участках неоднократного проявления наложенного катаклаза и вместе с поздними альбитом, родуситом, хлоритом, карбонатом, гематитом, гидробиотитом и другими минералами выполняет систему мелких межзерновых срывов и образует цемент катаклазированных альбититов. Наиболее крупные тела альбититов с промышленным урановым оруденением, образующие отдельные месторождения, в меридиональной зоне разломов тяготеют к участку ее пересечения поперечной тектонической зоной широтного простирания, выполненной дайками и также сопровождаемой проявлениями натрового метасоматоза (см. рис. 35). В разломах они локализуются в местах: а) изгибов по простиранию и падению; б) расщепления или развития диагональных оперяющих трещин; в) пересечения ими продольных блоков, сложенных часто чередующимися гнейсами, гранитами и пегматитами. Наряду со структурным контролем на всех месторождениях отчетливо проявлен и литологический, выраженный в преимущественной локализации натровых метасоматитов и рудных залежей среди гранитоидов и обусловленный благоприятными физико-механическими свойствами последних: их меньшими по сравнению с гнейсами значениями упругих свойств (модулей Юнга и сдвига) и в то же время более высокой пористостью [154].

Структурные условия локализации и минеральный состав ураноносных натровых метасоматитов могут быть рассмотрены на примере месторождения, описанного В. И. Казанским и др. [106] и Н. П. Гречишниковым и др. [195].

Месторождение располагается в лежачем боку одного из крупных разломов основной тектонической зоны и приурочено к продольному блоку гнейсов, испытывающему в плане и в разрезе поперечный флексурный изгиб и пронизанному субсогласными телами и жилами среднезернистых и пегматоидных гранитов (рис. 37). Рудоконтролирующий разлом представлен зоной смятия, мигматизации и будинажа, рассеченной аплит-пегматоидными жилами и бластомилонитовыми и милонитовыми швами. Он имеет крутое (65—70°) восточное падение и в участке флексурного изгиба в разрезе косо срезает толщу гнейсов с субсогласными гранитными телами. Вдоль контактов гнейсов и гранитов развиты многочисленные слабо выраженные оперяющие разрывы, представленные милонитами. Последние сопровождаются массовым катаклазом и натровым метасоматозом и урановым оруденением, избирательно проявленными среди гранитов. Вследствие этого преобладают крупные линзообразные рудные залежи, согласные с залеганием пород ультраметаморфического комплекса. Наряду с ними в крупных относительно изометричных гранитных телах непосредственно в участке флексурного изгиба гнейсов развиты неправильные линзо- и столбообразные залежи, форма которых определяется контактами измененных гранитов не только с гнейсами, но и с различно ориентированными здесь жилами альбитизированных пегматоидных гранитов.

Урановорудные залежи занимают лишь часть (около 30%) объема альбититовых тел и приурочены к участкам развития постальбититового катаклаза. Последний проявлен неравномерно и обычно более интенсивен среди апогранитных альбититов на контакте с апогнейсовыми (рис. 38, *а*) и апопегматоидными (рис. 38, *б*) альбититами и в местах частой перемежаемости всех этих альбитизированных пород (рис. 38, *в*). Соответственно в таких участках наблюдаются несколько более высокие против обычных рядовых содержания

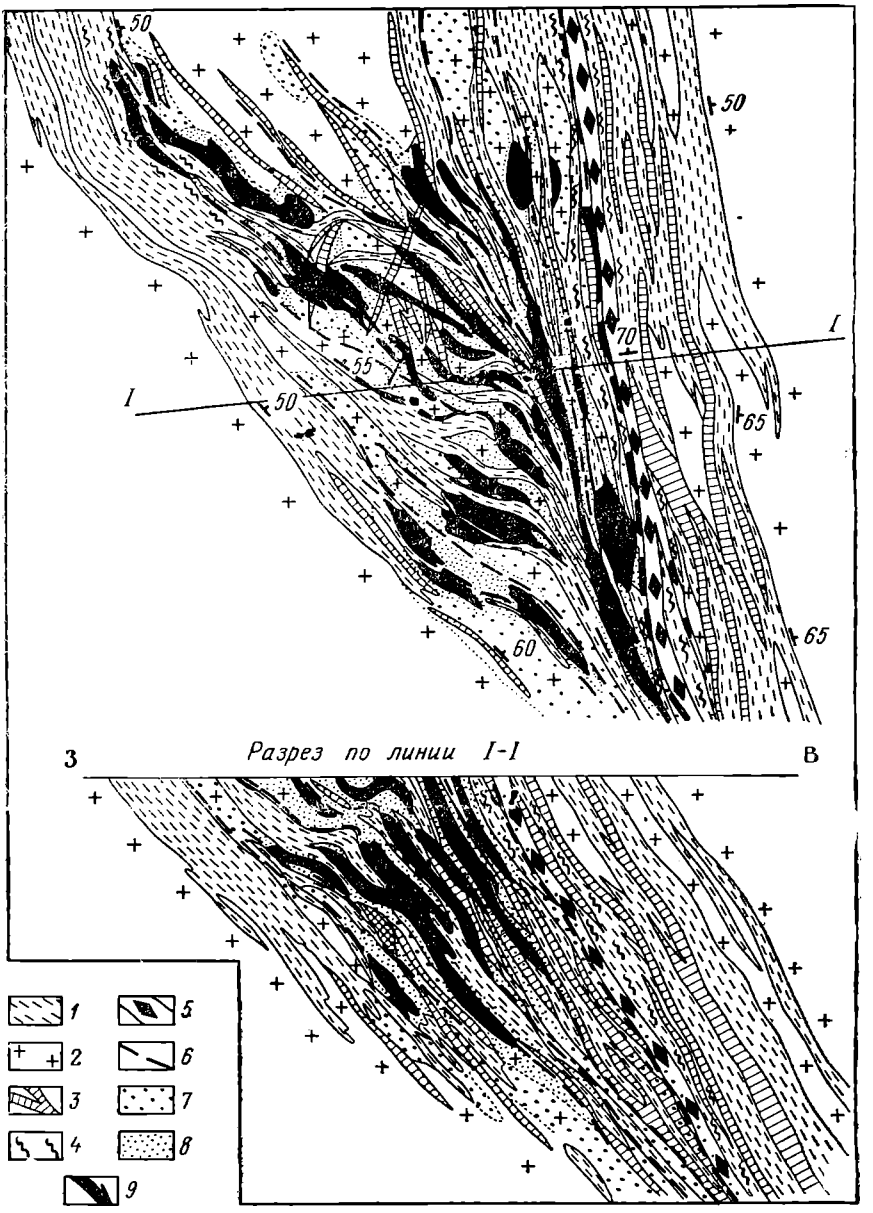


Рис. 37. Схема геологического строения месторождения урановосных альбититов. По В. А. Крупенникову [154].

1 — гнейсы; *2* — среднезернистые граниты; *3* — пегматоидные граниты; *4* — зоны смятия, мигматизации и будинажа; *5* — бластомилониты; *6* — милониты и катаклазиты; *7—8* — натровые метасоматиты внешней и промежуточной (*7*) и внутренней (*8* — альбититовой) зон; *9* — рудные залежи

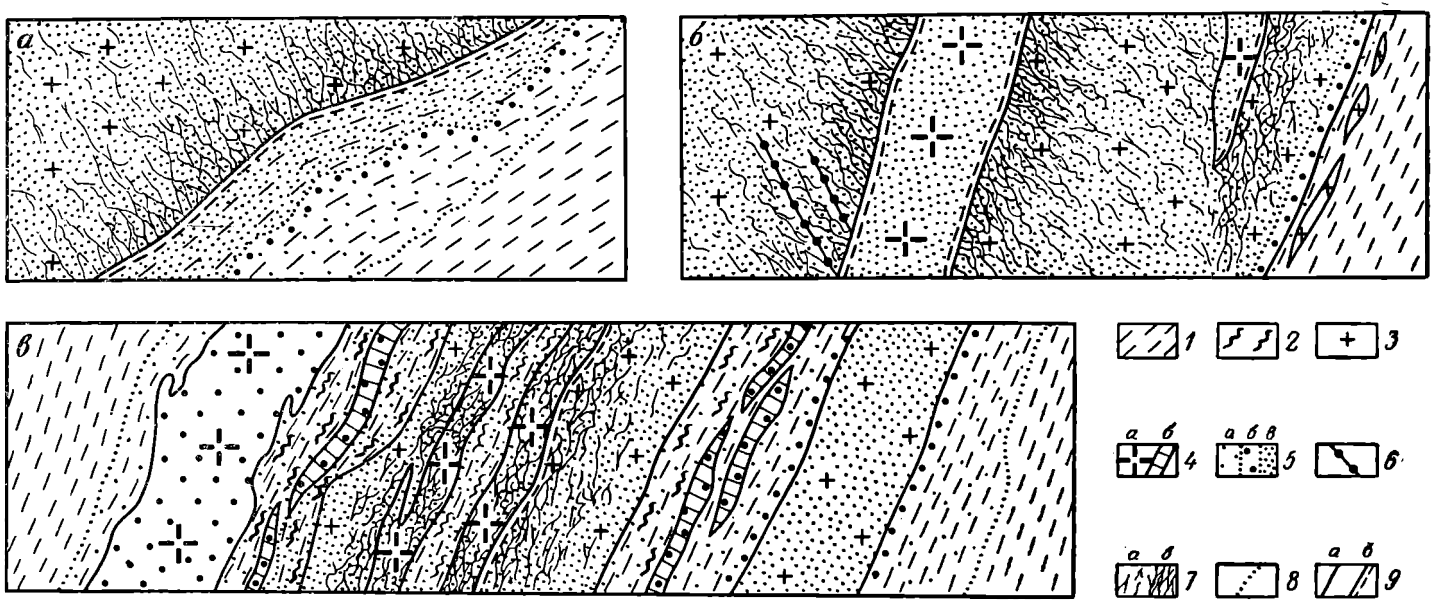


Рис. 38. Приуроченность относительно обогащенных участков в рудных телах к контактам апогранитных, апогнейсовых и апопегматоидных альбититов (зарисовки стенок горных выработок).

1 — гнейсы; *2* — зоны смятия, мигматизации и будинажа; *3* — среднезернистые граниты; *4* — крупные (*а*) и мелкие (*б*) жилы пегматоидных гранитов; *5* — натровые метасоматиты внешней (*а*), промежуточной (*б*) и внутренней (*в* — альбититы) зон; *6* — прожилки браннерита; *7* — участки слабого (*а*) и сильного (*б*) проявления наложенного на альбититы рудоносного катаклаза; *8* — границы метасоматических зон; *9* — контакты пород нормальные (*а*) и тектонические (*б*)

урана. В целом же рудные залежи нередко не имеют четких геологических границ, и их контуры определяются данными опробования.

Руды месторождения отличаются сложным минеральным составом [195]. Из урановых минералов в них развиты уранотитанаты, настуран, уранинит, давидит, коффинит, гидронастуран, уранофан, бета-уранотил, урановые черни и другие недостаточно изученные минералы. Прозрачные минералы представлены главным образом альбитом, а также эгирином, рибекитом-родуситом, хлоритом, гидробиотитом, эпидотом, карбонатами, кварцем, цирконом (малаконом) и апатитом. Из других рудных минералов отмечены магнетит, гематит, пирит, халькопирит, галенит. В незначительных количествах встречаются борнит, мушкетовит, пирротин, ильменит. Элементы-спутники урана в рудах представлены свинцом, титаном, ванадием, цирконием и редкими землями. Главным урановым минералом является уранотитанат типа браннерита. Он, а также уранинит, настуран, давидит и коффинит образуют в рудах единичные зерна, тонкую вкрапленность, гнездовые скопления и реже прожилковые выделения. Эти минералы представлены несколькими генерациями и находятся в сложных взаимоотношениях между собой и другими минералами рудоносных альбититов. Размеры их зерен измеряются тысячными и сотыми долями миллиметра, редко составляют 0,1—0,2 мм и лишь в единичных случаях достигают 0,5—2,0 см.

Вопросы генезиса. Урановосные натровые метасоматиты наложены на все метаморфические и ультраметаморфические породы архея — раннего протерозоя, но генетическая связь с какими-либо определенными магматическими породами для них не обнаружена. Это обстоятельство обусловило различные взгляды на их генезис. Высказаны предположения о метаморфогенном, метеорно-ювенильном и гидротермальном происхождении рассматриваемых месторождений.

Сторонники метаморфогенной гипотезы связывают образование месторождений либо с раннепротерозойскими метаморфизмом и ультраметаморфизмом [16, 17, 18, 195], либо с процессами протоактивизации, имевшими место на границе раннего и среднего протерозоя (2,0—1,9 млрд. лет) и характеризовавшимися мощным проявлением натрового метасоматоза вне видимой связи с магматизмом [107, 108]. Предполагается, что метаморфогенные воды из области ультраметаморфизма выносили и на верхних уровнях зон глубинных разломов отлагали те рудные компоненты, которые извлекались из метаморфических толщ.

Согласно гипотезе метеорно-ювенильного происхождения [162] образование урановых руд связано с циркуляцией в среднем протерозое в зонах разломов метеорных вод, смешивавшихся с ювенильными и приобретавших характер терм.

Гидротермальная гипотеза разработана в виде двух самостоятельных вариантов: первый на основе представлений о постмагматическом характере урановосных растворов, отделявшихся от кристаллизовавшихся массивов раннепротерозойских калиевых гранитов [81, 216, 112], второй на основе представлений о связи гидротермальной деятельности с процессами среднепротерозойской тектоно-магматической активизации [156]. Второй вариант подтверждается фактами резкого отрыва урановосных альбититов от ультраметаморфического комплекса по времени (табл. 3) и условиям образования. Гранитоиды ультраметаморфического комплекса, древние структурные элементы разломов и связанные с ними калиевые метасоматиты имеют возраст около 2 млрд. лет и образованы в глубинных и высокотемпературных условиях.

Таблица 3

Средние значения возраста образований района месторождений урановосных альбититов

Образования этапов развития района	Фации глубинности	Анализированный материал	Метод	Абсолютный возраст (средние значения), млрд. лет
Образования раннепротерозойской тектоно-ультраметагенной активизации (протоактивизации)	Абиссальные			
Калиевые граниты		Циркон Биотит	U-Pb K-Ar	2,0—1,95 *
Зоны смятия и будинажа		»	K-Ar	2,0—1,95
Пегматиты		»	K-Ar	1,95
Бластомилониты		»	K-Ar	1,95
Высокотемпературные урановосные калиевые метасоматиты		»	K-Ar	1,95—1,9
Образования среднепротерозойской тектоно-магматической активизации	Гипабиссальные — приповерхностные			
Граниты рапакиви	. . . . .	Биотит Циркон	K-Ar U-Pb	1,8—1,75 *
Дайки пикритов	. . . . .	Биотит	K-Ar	1,8
Натровые метасоматиты	. . . . .	Рибекит Биотит	K-Ar K-Ar	1,75—1,6
Урановые руды		Настуран Титанаты урана	U-Pb U-Pb	1,8—1,6
Дайки габбро-диабазов				1,6
Дайки анортосиенитов		Гастингсит Валовая проба	K-Ar K-Ar	1,4
Платформенные образования				
Дайки диабазовых порфиритов		Валовая проба	K-Ar	1,2—1,3

* Из опубликованных работ.

В отличие от них урановосные альбититы имеют возраст около 1,7 млрд. лет и среди глубинных ультраметаморфических пород они образованы уже после их выведения на гипабиссальные — приповерхностные уровни в результате длительной эрозии основания древних платформ. Они вместе с предшествовавшими им катаклазитами и милонитами зеленосланцевой фации отчетливо наложены на близкие к ним по возрасту гипабиссальные — приповерхностные среднепротерозойские граниты рапакиви и дайки пикритов и, в свою очередь, пересечены дайками габбро-диабазов, анортосиенитов и диабазовых порфиритов. Образование урановосных альбититов сопряжено во времени с формированием в среднем протерозое катаклазитов и милонитов (в зонах разломов), пологих тектонических впадин, выполненных среднепротерозойскими вулканогенно-осадочными породами, перечисленных выше интрузивов и даек пород кислого, щелочного и основного состава и наряду с ними оно является составным элементом среднепротерозойской тектоно-магматической активизации щита.

Лабораторные определения температур образования урановосных альбититов методами декрепитации и гомогенизации, выполненные Р. В. Голевой и Ф. П. Мельниковым, указывают на снижение температуры в процессе натрового метасоматоза от 380—400 до 180—260° С. Эти значения температур согласуются с данными моделирования процесса щелочного натрового метасоматоза [95, 310] и соответствуют среднетемпературному гидротермальному процессу. Им противоречат результаты изотопных исследований (O^{18}/O^{16} и C^{13}/C^{12}) урановосных альбититов, полученные Ю. А. Борщевским и др. [34] и показавшие, что верхний предел температуры процессов альбитизации, карбонатизации и уранового рудообразования не превышал 130° С. Натровый метасоматоз и урановое оруденение эти исследователи связывают генетически с деятельностью изотопно-легких поверхностных вод, извлекавших и переотлагавших рассеянный уран метаморфических толщ, но не объясняют источник огромного количества щелочей (Na_2O) в рудоносных растворах.

Предположение о заимствовании урана при образовании натровых метасоматитов из вмещающих пород подтверждается данными изотопных исследований, показавших исключительно выдержанный и явно аномальный изотопный состав свинца урановых руд [108].

Настурановые месторождения

Урановые месторождения, связанные с натровыми метасоматитами, известны и на Канадском щите в районе оз. Биверлодж (провинция Саскачеван). Район располагается в пределах крупного блока, вероятно, позднеархейской консолидации, интенсивно переработанного в гудзонскую (1,8—1,9 млрд. лет) орогению. Наряду с многочисленными небольшими и средними по запасам урановых руд месторождениями здесь находятся два крупных — Гуннар и Эльдорадо (Айс-Фей).

В строении района принимают участие две группы пород — группа Тейзин предположительно архейского возраста и формация Мартин протерозойского возраста. Группа Тейзин снизу вверх разделена на три комплекса [406]: 1) Фут-Бей — биотит-гранат-микроклиновые и микроклин-плагиоклазовые гнейсы и амфиболиты; 2) Дональсон-Лейк — биотит-мусковитовые гнейсы, плагиогнейсы, амфиболиты; 3) Фей-Майн — парагнейсы, парасланцы, амфиболиты, кварциты. Породы группы Тейзин метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, сильно гранитизированы и испытали два периода складчатости

с образованием сложных, часто изоклинальных складок, имеющих в породах комплекса Фут-Бей северо-западное или меридиональное, а в комплексах Дональдсон и Фей-Майн северо-восточное направление [468, 363].

Выше с резким угловым несогласием залегают косослоистые слабометаморфизованные песчаники, конгломераты и метаргиллиты формации Мартин, выполняющие приразломные впадины и смятые в широкие пологие складки северо-восточного направления. Самые молодые породы района — пострудные дайки диабазов.

Важнейшее значение в структуре района оз. Биверлодж имеют разрывы, среди которых главными являются крупные разломы северо-восточного простирания. Они расчленяют породы группы Тейзин на ряд блоков, часто ограничивают впадины, выполненные породами формации Мартин, и контролируют положение урановых месторождений. Разломы характеризуются длительным развитием и многократным проявлением как древнейших пластических, так и более поздних хрупких деформаций [406]. В общем в разрезе группы Тейзин интенсивность деформаций пород вверх по разрезу заметно уменьшается.

Урановое оруденение, связанное с натровым метасоматозом, локализуется в зонах разломов главным образом среди пород комплекса Фей-Майн — парагнейсов и парасланцев. Оно представлено рассеянной вкрапленностью, скоплениями и прожилками настурана, а по данным Я. Н. Белевцева [14], также и титанатом урана, развитыми среди катаклазированных альбититов. Последние состоят главным образом из альбита, карбоната, хлорита*, гематита и небольшого количества сульфидов — пирита и реже галенита и халькопирита. Согласно Я. Н. Белевцеву, последовательность минералообразования и парагенезисы минералов в рудах месторождения Эльдорадо следующие: 1) образование кварц-полевошпат-амфиболового сланца (метаалевролит) с вкрапленностью пирита; 2) альбитизация породы по узким тектоническим зонам с возникновением альбититов и альбитизированных пород, сопровождающаяся эпидотизацией, гематитизацией и рибекитизацией; 3) милонитизация и катаклаз альбититов и образование следующих парагенезисов: а) уранотитанаты — карбонат — хлорит — альбит — пирит, б) коффинит (настуран) — карбонат — хлорит — халькопирит — галенит. По данным С. С. Робинсона [435], минералообразование протекало при температурах от 400 до 289° С, в среднем 340—360° С.

Структурные условия локализации урановых руд заметно различаются. На месторождении Гуннар оруденение развито среди парагнейсов вблизи их контакта с гранито-гнейсами и контролируется участком пересечения относительно небольших разрывов двух направлений: северо-восточного, падающих на юго-восток, и широтного, имеющих падение на юг [439, 440]. В соответствии с линией пересечения этих разрывов рудная залежь, имеющая трубообразную форму, склоняется под углом около 50° на юг (рис. 39). На месторождении же Эльдорадо урановое оруденение приурочено к зоне регионального разлома Сан-Луи северо-восточного простирания, но локализуется не в основном тектоническом шве, а в системе оперяющих или параллельных менее протяженных разрывов [363, 468, 14].

Урановое оруденение имеет возраст 1700—1800 млн. лет и, по-видимому, связано с гудзонской орогенией [441]. Связь его с магматизмом не установлена.

---

* Я. Н. Белевцев [14] в составе альбититов отмечает также эпидот и рибекит — минералы, не упоминавшиеся канадскими геологами. Если они действительно присутствуют, то альбититы района Биверлодж относятся не к низкотемпературным (эйситам Б. И. Омельяненко и др. [226]), а к среднетемпературным натровым метасоматитам.

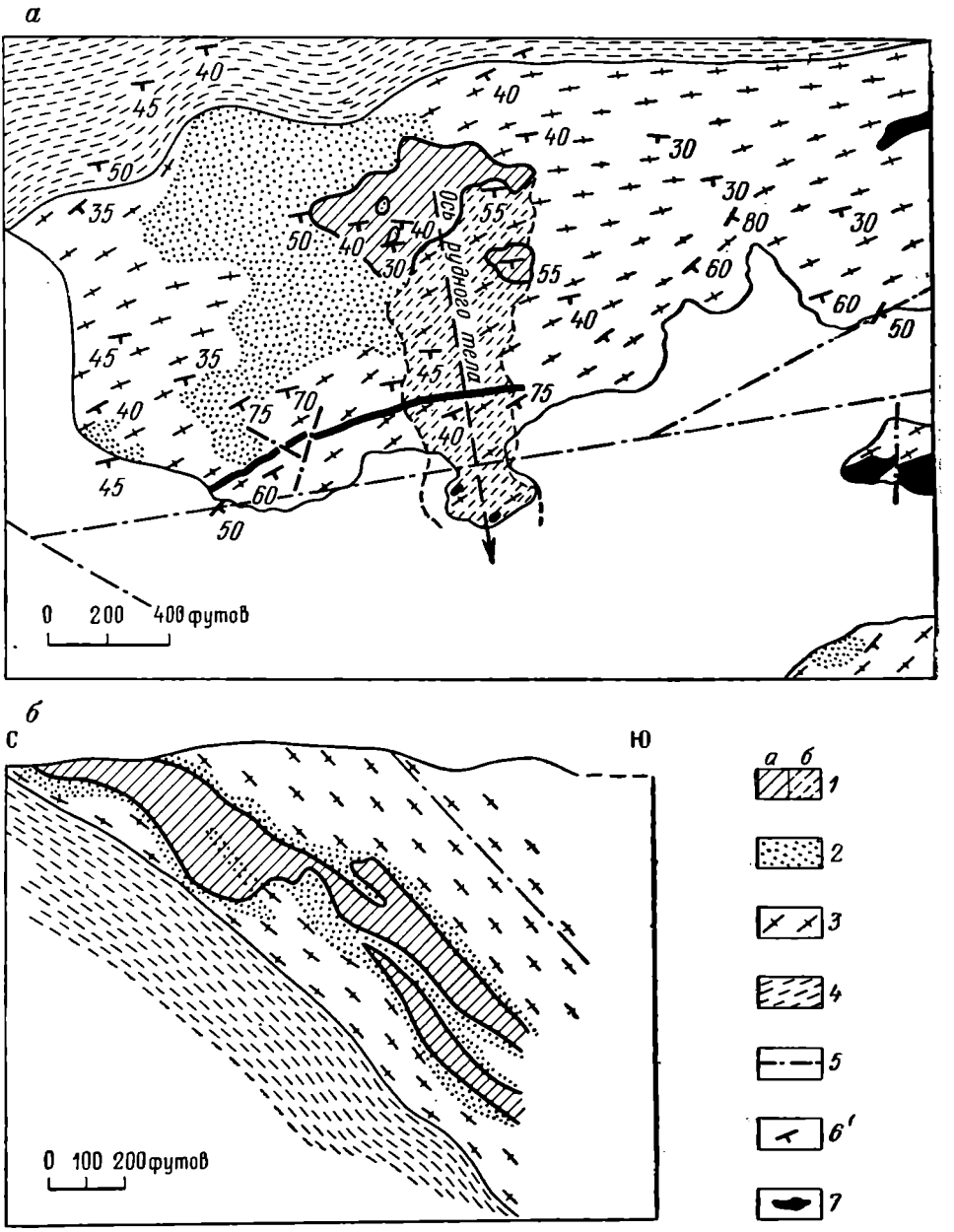


Рис. 39. Рудное тело А месторождения Гуннар. По А. Джоллифу и Е. Эвои [71].

а — план, *б* — разрез вдоль оси.
1 — рудное тело (*а* — выход на поверхность и в разрезе, *б* — проекция); *2* — альбититы («сиениты»); *3* — гранито-гнейсы; *4* — парагнейсы; *5* — разрывные нарушения; *6* — простирание и падение сланцеватости пород; *7* — дайки и силлы основных пород

По крайней мере часть урановой смолки образована до отложения песчаников формации Мартин [406], однако среди последних также отмечаются прожилки настурана [468]. Существует представление и о метаморфогенном генезисе руд, в соответствии с которым они образованы в процессе регионального метаморфизма [421, 14]. Источником урана, вероятно, служили породы группы Тейзин, среди которых обнаружены кварциты с повышенным содержанием урана [469].

Группа 2

ЖЕЛЕЗО-УРАНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКТИВИЗИРОВАННЫХ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ТРОГОВ СРЕДИ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ И СЛАНЦЕВ

Месторождения этой группы располагаются в узком раннепротерозойском геосинклинальном троге, развитом вдоль зоны глубинных разломов на раздробленном архейском основании на стыке двух крупных блоков раннеархейской (на востоке) и позднеархейской (на западе) консолидации. В строении геосинклинального трога выделены три структурных этажа [244]. Нижний структурный этаж сложен дислоцированными биотитовыми и биотит-амфиболовыми архейскими гнейсами и мигматитами с линзами кварцитов, метаморфизованными в условиях альмандин-амфиболитовой фации метаморфизма. К среднему геосинклинальному структурному этажу отнесены интенсивно дислоцированные породы нижнепротерозойской железорудной формации. Они метаморфизованы в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций и разделены на три свиты: 1) нижнюю, кварцито-сланцевую мощностью 100—250 м, 2) среднюю, продуктивную железорудную, включающую залежи бедных и богатых железных руд (мощность до 1300 м) и 3) верхнюю, доломит-кварцито-сланцевую мощностью до 1500 м. Верхний структурный этаж образует маломощный чехол кайнозойских отложений. Магматические породы представлены позднеархейскими плагиогранитами и мигматитами, раннепротерозойскими амфиболитами, гипербазитами, мигматитами, микроклиновыми и аплит-пегматоидными гранитами, а также средне-позднепротерозойскими дайками диабазов.

Полоса пород железорудной формации в структурном отношении представляет собой сложную складчатую синклинорную зону, представленную серией узких синклинальных складок, осложненных крупными дизъюнктивами типа надвигов. Урановое оруденение, локализованное в ней, относится к двум генетическим типам и представлено ураноносными конгломератами, имеющими возраст около 2600 млн. лет, и метасоматическими гидротермальными месторождениями, связанными с натровым и карбонатным метасоматозом [305, 244].

Ураноносные конгломераты с убогой урановой минерализацией залегают в основании разреза нижней свиты железорудной формации и широко развиты в пределах трога. В отличие от них метасоматические месторождения развиты локально, залегают в породах главным образом второй и отчасти третьей свит и представлены тремя структурными типами [244]: 1) в замковых частях и крыльях изоклинальных складок; 2) в участках флексурных перегибов крыльев складок; 3) в участках пересечения послойных и продольных секущих разрывов в участках моноклинального залегания пород.

Условия локализации рудных залежей и минеральный состав урановых руд рассмотрим на примере месторождения, описанного А. И. Тугариновым [305], Р. П. Петровым и др. [244] и В. И. Жуковой [88, 89].

Строение месторождения. Месторождение приурочено к участку центриклинального замыкания крутой изоклинальной синклинальной складки (рис. 40). Ядро складки сложено переслаивающимися роговиками, доломитами и графитовыми сланцами верхней свиты, а крылья — мелкозернистыми кварц-биотитовыми сланцами и часто чередующимися тонкополосчатыми магнетит-куммингтонитовыми, магнетит-биотит-куммингтонитовыми сланцами и железистыми кварцитами средней продуктивной свиты, содержащими вблизи замковой части складки пластообразные залежи богатых железных руд. Осевая плоскость, крылья и шарнир складки почти вертикальные и часто изгибаются по простиранию и падению вплоть до глубины 1,5 км. В результате крылья основной складки осложнены рядом мелких флексурных изгибов и мелких складок второго и третьего порядков, имеющих как вертикальное, так и горизонтальное склонение осей в плоскости крыльев.

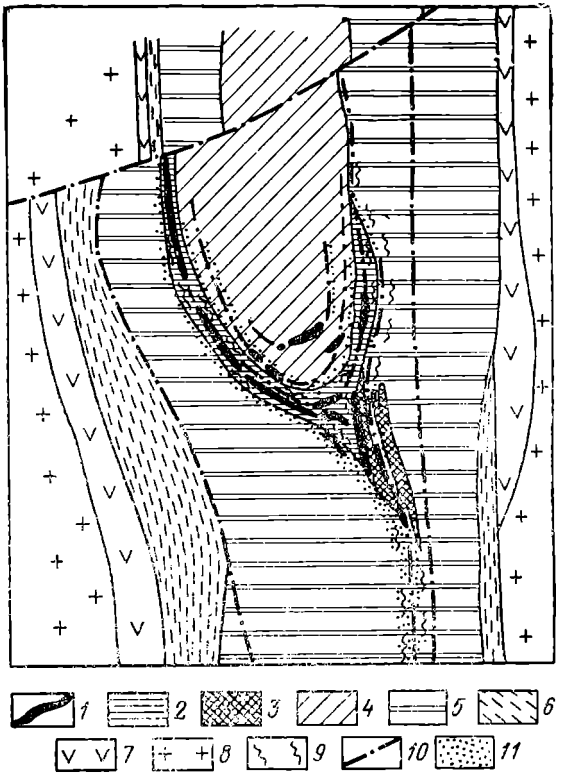


Рис. 40. Схема геологического строения железо-уранового месторождения. По Я. Н. Белевцеву и др. [17] с дополнениями автора.

1 — урановые руды; *2* — альбититы; *3* — железные руды; *4* — верхняя свита; *5* — средняя свита; *6* — нижняя свита; *7* — амфиболиты; *8* — граниты и мигматиты; *9* — зоны смятия, мигматизации и бластомилонитовых швов; *10* — зоны дробления; *11* — рибекитизированные и эгиринизированные сланцы

Складка рассечена продольными послойными и диагональными секущими разрывами. Р. П. Петров и др. [244] разделяют последние на дорудные, внутрирудные и пострудные. Новые данные позволяют детализировать расчленение разрывных нарушений по возрасту и условиям образования и выделить среди них четыре группы. Наиболее древними являются продольные, по-видимому, соскладчатые линейные зоны изоклинальной микроскладчатости, а также разломы, выполненные дайками метагипербазитов, превращенных в тальк-слюдистые и карбонат-серпентин-тальковые сланцы. Разрывы второй группы образованы в процессе раннепротерозойского ультраметаморфизма (2,0—1,9 млрд. лет) и развиты очень широко. Они представлены мощными (до 10—40 м) продольными (на крыльях основной складки) и кольцевыми (в ядре складки) согласными зонами смятия, мигматизации и будинажа, а также полосами бластокатаклазитов и более узких (0,2—0,4 м) бластомилонитовых швов. Особенно интенсивно они развиты среди пород средней свиты вблизи килевидного замыкания складки, главным образом вдоль восточного его фланга. На крыльях и в замке складки зоны смятия и будинажа сопровождаются гранитизацией и мигматизацией кварц-биотитовых сланцев, а на нижних горизонтах месторождения — еще и многочисленными жилами аплит-пегматоидных

гранитов. Как зоны смятия и будинажа, так и бластомилониты характеризуются глубинными пластическими деформациями и перекристаллизацией пород, происходившими в условиях прогрессивной амфиболитовой фации.

В отличие от них разрывные нарушения третьей группы, возникшие в процессе среднепротерозойской активизации щита, образованы в условиях широкого развития приповерхностных хрупких деформаций и регрессивного изменения вмещающих пород. Они представлены милонитами, катаклазитами и брекчиями, сопровождаемыми зеленосланцевым изменением и более поздними урановосными натровыми и карбонатными метасоматитами. К ним же относятся и внутриминерализационные брекчии и жилки, выполненные карбонатом, нередко урановыми минералами, а также эгирином и рибекитом. Наиболее крупные разрывные нарушения этой группы являются крутопадающими послойными и наследуют положение более ранних дизъюнктивов. Наряду с ними развиты и пологие продольные и диагональные разрывы, падающие под углом 30—40° к востоку и к западу; мощность их не превышает первых метров.

Разрывы четвертой группы являются пострудными. Они представлены неминерализованными зонами дробления, смещающими урановорудные залежи на 10—12 м; простирание их преимущественно северо-восточное, падение северо-западное.

Урановое оруденение тесно связано с проявлением метасоматических процессов. Метасоматиты сосредоточены в основном на крыльях и в замковой части синклинальной складки, где интенсивно проявлены более ранние гранитизация и мигматизация кварц-биотитовых сланцев. Они круто, почти вертикально, склоняются согласно с падением шарнира и крыльев складки и прослежены до глубины более 1,5 км; в совокупности образуют столбообразное тело. Аналогичное положение занимают и залежи урановых руд среди ореолов метасоматитов, но они имеют значительно меньшие размеры и занимают лишь незначительную часть общего объема метасоматически измененных пород. Формы рудных залежей столбообразные, линзообразные и пластообразные, а также седловидные и гнездообразные.

Типы и зональность ореолов метасоматитов. На месторождении выделены четыре типа метасоматитов (от ранних к поздним): железорудный (или железомагнезиальный), щелочносиликатный (натровый), карбонатный и кварцевый [294, 244]. Минеральный состав богатых железных руд, относимых к наиболее ранним метасоматитам, и вмещающих пород, имеющих региональное распространение, очень близок. И те и другие состоят из магнетита, гематита, куммингтонита, грюнерита, кварца и незначительных количеств биотита. В связи с этим амфиболсодержащие железистые сланцы, джеспилиты и заключенные в них пластообразные залежи богатых железных руд могут рассматриваться как продукты раннепротерозойского регионального метаморфизма пород железорудной формации. В отличие от богатых железных руд натровые, карбонатные и кварцевые метасоматиты во времени оторваны от регионального метаморфизма, обладают явно наложенным характером и развиты в породах железорудной формации локально.

Натровые метасоматиты распространены наиболее широко и образуют ореолы, состоящие из внешней, промежуточной и внутренней зон. Среди гранитизированных и мигматизированных кварц-биотитовых (кварц-плагиоклаз-микроклин-биотитовых) сланцев минеральный состав зон в целом идентичен таковому натровых метасоматитов месторождений урановосных альбититов первой группы класса Б. Внутренняя зона представлена альбититами, в которых хорошо просматриваются реликтовые текстуры гранитизи-

рованных сланцев и полосчатых теневых инъекционно-метасоматических пегматитов и жил аплит-пегматоидных гранитов, а также образованных за их счет бластомилонитов. Альбититы состоят главным образом из альбита и переменных количеств эгирина, рибекита, магнетита и гематита, а также акцессорных — малакона, апатита, сфена, пирита. В участках наложения поздних катаклаза и брекчирования распространены также карбонат, хлорит, гидробиотит и нередко урановая минерализация. Альбититы образуют мощные согласные (на крыльях складки) и столбообразные (в замковой части) тела протяженностью на многие сотни метров по падению и простиранию.

Среди разнообразных кварц-магнетит-биотит-куммингтонитовых сланцев, железистых кварцитов и залежей богатых железных руд, не содержащих глинозема, натровые метасоматиты представлены в различной степени рибекитизированными и эгиринизированными породами. В общем случае в их ореолах выделяются следующие зоны: кварц-магнетит-рибекитовая*, иногда с реликтами зерен куммингтонита (внешняя), магнетит-рибекитовая (промежуточная) и магнетит (гематит)-эгириновая (внутренняя). Пласты железистых кварцитов, лишенные силикатов, в ореолах натровых метасоматитов обычно превращены в полосчатые железо-карбонатные породы, в которых кварц замещен карбонатом. Урановая минерализация обычно приурочена к внутренним зонам ореолов натровых метасоматитов и развита в участках проявления наложенных катаклаза, брекчий и микротрещин. Она представлена вкрапленностью урансодержащих апатита и малакона, а также силикатами и окислами урана.

Карбонатные метасоматиты тесно пространственно и во времени связаны с натровыми метасоматитами и локализуются среди измененных (рибекитизированных, эгиринизированных) куммингтонит-магнетитовых сланцев, железистых кварцитов и залежей богатых железных руд, а также частично в альбититах. Они приурочены преимущественно к согласным, иногда к секущим разрывам и обладают полосчатой, реже брекчиевидной текстурами.

При карбонатизации измененных железистых кварцитов и залежей богатых железных руд возникают соответственно железо-карбонатные и карбонатно-железные руды. Основными минералами карбонатных метасоматитов являются магнетит, мартит и карбонаты типа мезитита, пистомезита и сидерита. В железо-карбонатных рудах, содержащих обильную вкрапленность уранинита, карбонат представлен доломитом, наряду с которым отмечаются поздние щелочные минералы — эгирин (акмит), крокидолит и гидрослюды. В качестве акцессорных минералов присутствуют апатит и циркон, не содержащие урана, а также пирит.

Кварцевые метасоматиты представлены в различной степени окварцованными породами, вплоть до почти мономинеральных плотных кварцитов, в которых лишь изредка сохраняются реликты исходных пород. Эти метасоматиты известны среди ореолов натрового и карбонатного метасоматоза, а иногда и на значительном удалении от них. Урановая минерализация с ними не связана.

Типы урановой минерализации. По минеральному составу и условиям локализации Р. П. Петров и др. [244] выделяют четыре основных типа урановой минерализации: апатит-малаконовый, уранинит-ненадкевитовый, уранинитовый и настуран-коффинитовый.

Апатит-малаконовая минерализация весьма распространена среди альбититов и среди тяготеющих к контакту с ними доломитов верхней свиты.

---

* Р. П. Петров и др. [244] выделяют в составе внешней зоны также и гидрослюды.

Совместно с апатитом и малаконом часто отмечаются сфен, ненадкевит, реже браннерит и еще реже монацит. Уранинит-ненадкевитовая минерализация развита в натровых метасоматитах и локализуется среди альбититов, реже эгиринитов и эгиринизированных пород. Спутниками уранинита и ненадкевита являются альбит, эгирин, щелочные амфиболы, гидробиотит, магнетит, гематит, апатит, сфен. Иногда отмечается браннерит. Роль сульфидов ничтожна. Уранинитовая минерализация характерна для карбонатных метасоматитов. Мелкие кристаллы уранинита наряду с доломитом, эгирином, щелочными амфиболами и андрадитом встречаются в цементе брекчированных мартитизированных богатых железных руд, подвергшихся карбонатному метасоматозу, либо сосредоточены в доломитовых или эгириновых прослоях. Настуран-коффинитовая урановая минерализация имеет подчиненное значение. Она представлена прожилками настурана и коффинита, содержащими кальцит и кварц, а также уранинит, магнетит, мушкетовит, пирит, марказит, халькопирит, сфалерит, гидрослюды, хлорит.

В. И. Жукова [89] выделяет четыре стадии гидротермального минералообразования (рис. 41): 1) ранний натровый метасоматоз (урановая I); 2) карбонатно-уранинитовая (урановая II); 3) поздний натровый метасоматоз (безурановая); 4) сульфидно-настурановая (урановая III). Отмечается обратная вертикальная пульсационная зональность, заключающаяся в увеличении с глубиной интенсивности проявления каждой последующей стадии [244] При этом температура последовательно падала, составляя, по данным В. Б. Коваля, в первую стадию от 420 до 360—250° С, во вторую 250°, а в четвертую 140° С.

Главные генетические особенности и возраст железо-урановых и рассмотренных месторождений урановосных альбититов первой группы описываемого класса месторождений полностью совпадают. Они различаются в основном своей позицией и составом вмещающих пород, обусловившими на железо-урановых месторождениях важную роль складчатых структур в локализации рудных залежей, возникновение наряду с альбититами эгиринитов и высокую роль углекислоты в растворах. Одним из вероятных источников урана в последних могли являться урановосные конгломераты, развитые в основании железорудной формации [305].

К охарактеризованным месторождениям в генетическом отношении, по-видимому, близки месторождения Джадугуда, Керуйандуни и др. Бихарского медного пояса на Индийском щите. Они залегают среди пород раннепротерозойской железорудной серии (слюдяные сланцы и гнейсы, хлорит-магнетитовые сланцы, полосчатые магнетитовые и безрудные кварциты) и представлены залежами богатых высокотемпературных апатит-магнетитовых руд с биотитом и турмалином, с которыми тесно пространственно связана более поздняя урановая минерализация. Последняя выражена вкрапленностью уранинита и сопровождается интенсивной гематитизацией магнетита и развитием мелкозернистых гнейсоподобных существенно полевошпатовых (альбитовых) пород. Еще более поздним является медно-сульфидное оруденение, представленное залежами сплошных или вкрапленных сульфидных руд с халькопиритом, пиритом, пирротином, иногда молибденитом, пентландитом, миллеритом и виоларитом. Оно не обнаруживает генетической связи с урановыми рудами, но нередко локализуется в тех же зонах дробления и рассланцевания. Высказано предположение о метасоматической природе руд месторождения Джадугуда и об участии щелочных растворов в урановом рудообразовании [305, 162].

Незначительные проявления и рудопроявления урана в железорудных формациях докембрия в связи с щелочными натровыми метасоматитами отме-

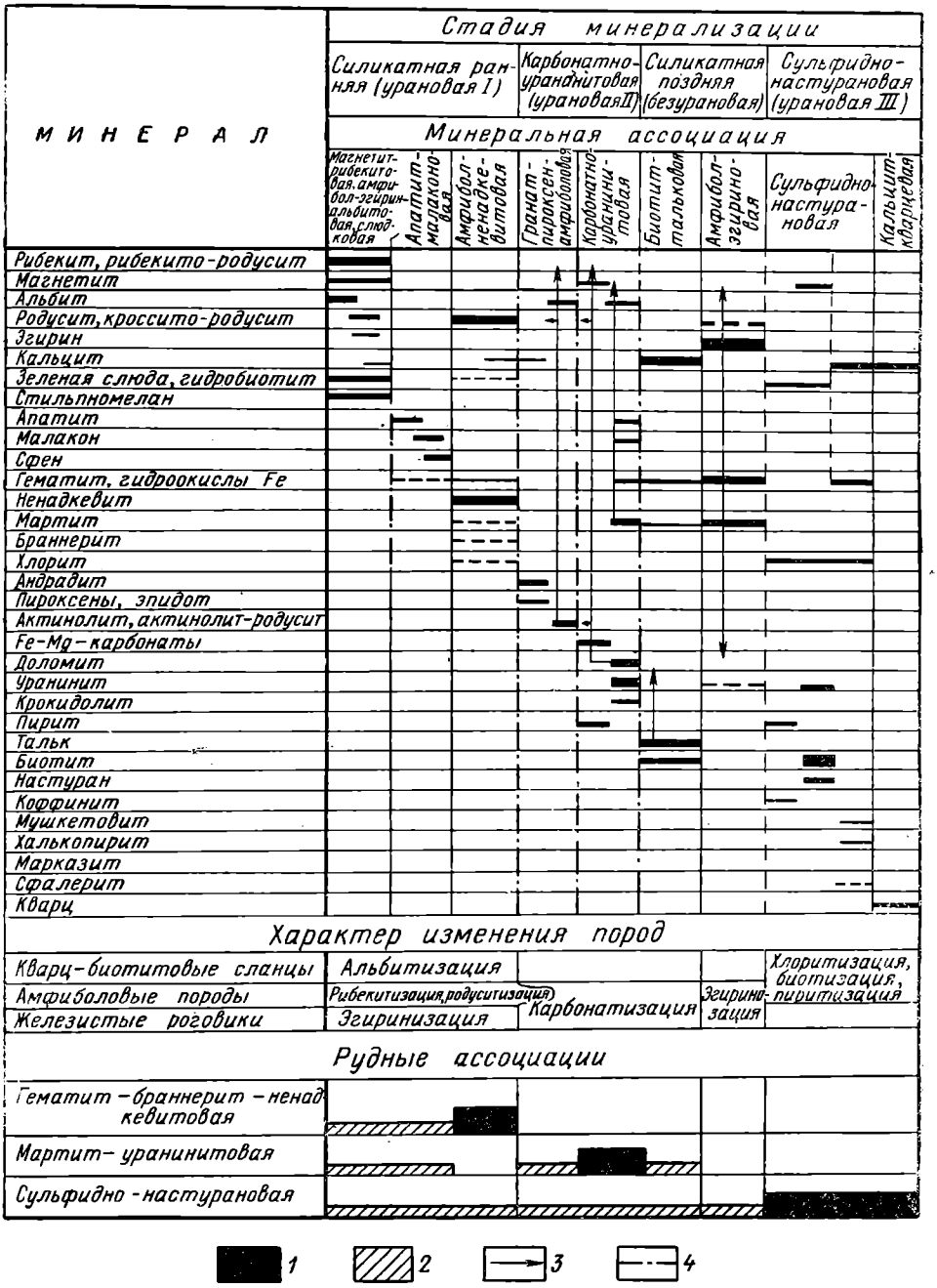


Рис. 41. Схема последовательности минералообразования на железо-урановом месторождении. По В. И. Жуковой [89].

1 — минералы и рудные ассоциации; *2* — минералы вмещающих пород, входящие в состав руд; *3* — направленность метасоматоза; *4* — дробление ранних минеральных ассоциаций, приоткрывание трещин

чены, кроме того, в фундаменте древних платформ Австралии (в формации Брокмэн), Канады (в серии Анимики), а также Бразилии и ЮАР (район Кегас — Вестерберг).

КЛАСС В

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОБЛАСТЕЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ, СОПРЯЖЕННЫЕ С ПРИПОВЕРХНОСТНЫМ ГРАНИТОИДНЫМ МАГМАТИЗМОМ ИЛИ ВУЛКАНИЗМОМ И НЕ ИМЕЮЩИЕ СВЯЗИ С ЩЕЛОЧНЫМ МЕТАСОМАТОЗОМ

К этому классу отнесены практически все гидротермальные месторождения, для которых, в отличие от месторождений классов А и Б, связь с щелочным метасоматозом либо отсутствует, либо не установлена. Это, как правило, месторождения, образованные путем отложения рудных компонентов из растворов в открытых полостях (трещинах, порах, зонах брекчий), сопровождаемые незначительным околотрещинным изменением вмещающих пород и характеризующиеся богатыми жильными и прожилково-вкрапленными рудами. Другой общей их особенностью является резкий отрыв во времени от раннепротерозойского ультраметаморфизма, завершившего формирование фундамента древних платформ, и временная сопряженность с гипабиссальным — приповерхностным гранитоидным магматизмом и вулканизмом, проявлявшимися в процессе тектоно-магматической активизации отдельных участков щитов. Среди них должны быть упомянуты в первую очередь, достаточно широко известные по геологической литературе месторождения вблизи Большого Медвежьего озера (Порт-Радий) в Канаде, Северной Австралии (в районе Рам-Джангл — Аллигейтор-Риверс), а также месторождения так называемого Медного пояса Замбии и Заира (Шинколобве и др.).

Месторождения описываемого класса очень разнообразны по геологическим особенностям (позиции, рудоконтролирующим факторам, вмещающим породам, структуре), минеральному составу руд и возрасту. Многие вопросы их геологии весьма скудно освещены в геологической литературе, а генезис дискуссионен.

Группа 1

УРАНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКТИВИЗИРОВАННЫХ ЭПИАРХЕЙСКИХ КРАТОНОВ

В архейском цоколе щитов жильные урановые месторождения известны главным образом на Канадском щите в провинциях Слейв, Сьюпериор (район Порт-Артур), Черчилл (район озер Биверлодж и Зиммер). Они представлены смолково-кварцевыми жилами, ранее относимыми к так называемой пятиэлементной (Bi—Co—Ni—Ag—U) формации, и являются небольшими по масштабам. Сведения по этим месторождениям крайне ограниченны и их главные особенности, вероятно, близки аналогичным им классическим жильным месторождениям района Большого Медвежьего озера, локализованным в складчатых отложениях нижнего протерозоя (рассмотрены далее).

Группа 2

УРАНОВЫЕ, МЕДНО- И ЗОЛОТО-УРАНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКТИВИЗИРОВАННЫХ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ НАЛОЖЕННЫХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ

Жильные настурановые месторождения среди кремнистых сланцев и кварцитов

Наиболее типичным представителем подгруппы является месторождение Порт-Радий района Большого Медвежьего озера (Канадский щит). Оно расположено в краевой части гигантского среднепротерозойского вулкано-плутона, центральная часть которого сложена батолитом крупнопорфировых гранитов рапакиви, а краевая — вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, разделяющимися на две группы (снизу вверх) — Эхо-Бей и Камерон-Бей. Разрез пород группы Эхо-Бей состоит из двух частей — нижней и верхней. Нижняя часть мощностью около 2200 м подразделяется, в свою очередь, на две толщи: нижнюю, рудную, представленную преимущественно осадочными породами, и верхнюю, туфовую. Верхняя часть группы Эхо-Бей мощностью 2500 м сложена преимущественно андезитовыми потоками с редкими прослоями осадочных пород. Группа Камерон-Бей состоит из осадочных пород, преимущественно конгломератов, мощностью около 1000 м [118].

Породы обеих групп образуют простую моноклиналь, имеющую северо-восточное простирание и юго-восточное падение, и прорваны субвулканическими интрузивами полевошпат-роговообманковых порфиров, риолитовых порфиров, а также гранитами, кварцевыми монцонитами и гранодиоритами [423]. Вблизи интрузивов вмещающие осадочные породы часто смяты в сложные складки и подвергнуты контактовому метаморфизму с образованием в них пироксена, граната, амфибола, полевых шпатов и магнетита. Самыми молодыми интрузивными породами являются диабазы (дайки, силлы), формировавшиеся в два этапа: дорудный (но после гематит-кварцевых жил) и пострудный.

Урановое оруденение приурочено к системе мощных разломов (система Эльдорадо) северо-восточного простирания. Эти разломы являются главным тектоническим элементом района, возникшим в течение конечной фазы гудзонской орогении (1750 млн. лет) и периодически подновлявшимся в течение по крайней мере 300 млн. лет [358]. Они рассекают площадь месторождения на ряд блоков. Главными среди жильных зон системы Эльдорадо являются зона 1 и зона скалывания Бэр-Бей, соединяющиеся на о. Кобальт. Они ограничивают линзовидный блок шириной около 1 км, в пределах которого породы интенсивно нарушены рудоносными зонами скалывания и трещиноватости (рис. 42). И те и другие испытывают пережимы в порфирах, гранитах, диабазах, массивных сланцах, а также в сильно метаморфизованных осадочных породах и резко увеличивают мощность и разветвляются при переходе в осадочные породы рудной серии (полосчатые и кремнистые сланцы, кварциты с подчиненными туфами и известковыми прослоями). Именно в таких участках в открытых полостях и локализуется главная масса урановых руд.

Жильные зоны несут следы многократных приоткрываний и минералообразования. В них развиты парагенезисы пяти стадий минерализации: 1) гематит и кварц нескольких генераций, 2) пастуран, кварц, гематит двух генераций, разделенных брекчированием, 3) кварц, арсениды кобальта и никеля и сульфиды, 4) сульфиды меди, хлорит, доломит, 5) карбонат, висмут, серебро

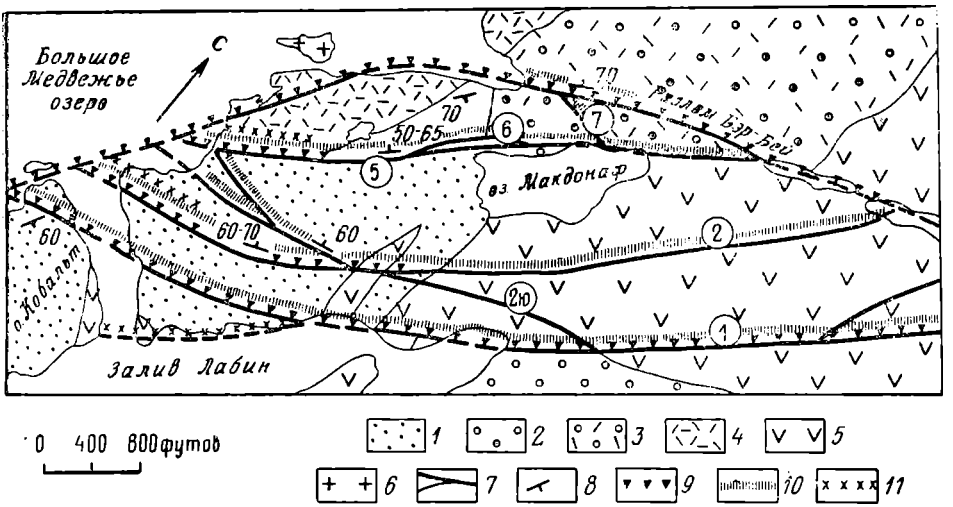


Рис. 42. Схема геологического строения месторождения Порт-Радий. Составлена по данным Г. Мэски [423] с дополнениями.

1—4 — группа Эхо-Бей. Нижний отдел: *1* — слоистые известковистые и кремнистые аргиллиты и туфы, кварциты, прослои известняков, конгломератов и агломератов, *2* — туфы, туффиты, брекчии, конгломераты, аркозы, *3* — то же, с телами порфиритовых и агмидалоидных андезитов и трахитов; верхний отдел: *4* — массивные кристаллические туфы. *5* — интрузивные полевошпат-роговообманковые порфиры; *6* — граниты; *7* — разломы и их номера; *8* — углы падения разрывных нарушений, слоистости и сланцеватости пород. Стадии минерализации: *9* — кварц-гематитовая; *10* — настуран-кварцевая и кварц-арсенидная; *11* — карбонат-серебряная

и халькопирит. В целом парагенезисы первых трех стадий распространены в разломах повсеместно, а парагенезисы пятой — лишь в северо-западных их флангах [439].

Изменения вмещающих пород вдоль жильных зон заключаются в их (от ранних к поздним) гематитизации, аргиллизации, хлоритизации и карбонатизации. Наиболее распространена аргиллизация. Однако ни один из этих типов изменений не ассоциирует с настураном настолько, чтобы служить индикатором руды. Настуран образует прожилки, жилы и линзы мощностью до 0,6 м, рассеянные скопления, каймы вокруг обломков раннего кварца и обломки в позднем жильном материале. Намечена такая последовательность геологических событий в районе [439]: 1) образование пород групп Эхо-Бей и Камерон-Бей; 2) внедрение субвулканических интрузивов и батолитов; 3) отложение пород группы Хорнби-Бей (песчаники, кварциты, конгломераты, известняки); 4) внедрение диабазовых даек и силлов; 5) образование жил первых четырех стадий минерализации (ранний гидротермальный этап); 6) внедрение диабазовых даек и силлов; 7) образование жил пятой стадии (второй гидротермальный этап); 8) отложение фанерозойских осадков.

Возраст эффузивов группы Эхо-Бей 1770 [459], гранитов 1640 [436], галенитов из рудных жил 1625 [436], уранинита из тех же жил 1450 и диабазов 1425 млн. лет. Урановое оруденение, по-видимому, связано с формированием гранитоидов вулкано-плутонического комплекса, хотя существует мнение о его связи с основной магмой. Источником урана могли быть вулканиты группы Эхо-Бей, содержащие повышенные количества рассеянных элеменов [423].

Уранинит-настурановые месторождения среди углеродистых и хлорит-мусковитовых сланцев

Основные месторождения подгруппы сосредоточены в Северной Австралии и занимают ведущее место среди месторождений различных генетических типов Австралийской древней платформы (табл. 4). Они располагаются в пределах раннепротерозойской геосинклинали Пайн-Крик и группируются в три сближенных урановорудных района: 1) Рам-Джангл, 2) долины р. Южный Аллигейтор и 3) Аллигейтор-Риверс, охватывающий междуречье Южный Аллигейтор — Купер-Крик (рис. 43). Краткое обобщение их геологии сделано в последнее время Р. Г. Додсоном и др. [470].

В строении геосинклинали Пайн-Крик могут быть выделены три структурных этажа. Фундамент слагают главным образом граниты, гранито-гнейсы, мигматиты и гнейсы амфиболитовой фации, имеющие абсолютный возраст 2550—2400 млн. лет и образующие крупные куполовидные поднятия (гранито-гнейсовые купола) в центральной и западной частях геосинклинали (комплексы Нанамбу, Рам-Джангл, Уотерхаус).

Средний, или геосинклинальный, структурный этаж представлен разнообразными нижнепротерозойскими слабо метаморфизованными осадочными породами, испытавшими в пределах геосинклинали фациальную изменчивость и относимыми вследствие этого к различным группам и формациям с местными названиями (рис. 44). Нижнепротерозойские отложения смяты в линейные складки общего северо-западного простирания, оси которых заметно отклоняются

Таблица 4

Запасы урана в месторождениях Австралии *

Штат	Месторождения		Запасы урана, тыс. т	Содержание урана в руде, %
	гидротермальные	эпигенетические		
Северная территория	Джабилука		88 700 (161 000)	0,34
	Рейнджер		77 000 (100 350)	0,33
	Кунгарра		24 000 (46 000)	—
	Набарлек		8 100 (9525)	2,00
Квинсленд	Мери Кетлин		8 200 (7900)	0,1 **
	Маунт-Айза		8 500	—
		Уэстмореленд	3 500	—
Южная Австралия		Биверли (оз. Фром)	13 500	—
Западная Австралия		Ийллири	42 000 (46 000)	0,13

* Цифры взяты из журнала «World Mining», 1975, 28, № 3; в скобках приведены запасы месторождений по цене 20 долларов за 1 кг урана по данным журналов «Australian Mining», 1975, 67, № 5 и «World Mining», 1976, 29, № 3. Содержание урана взято из журнала «Mining Mag.», 1974, № 7.

** Australian uranium mine re-opened. «Mining Mag.», 1976, № 3.

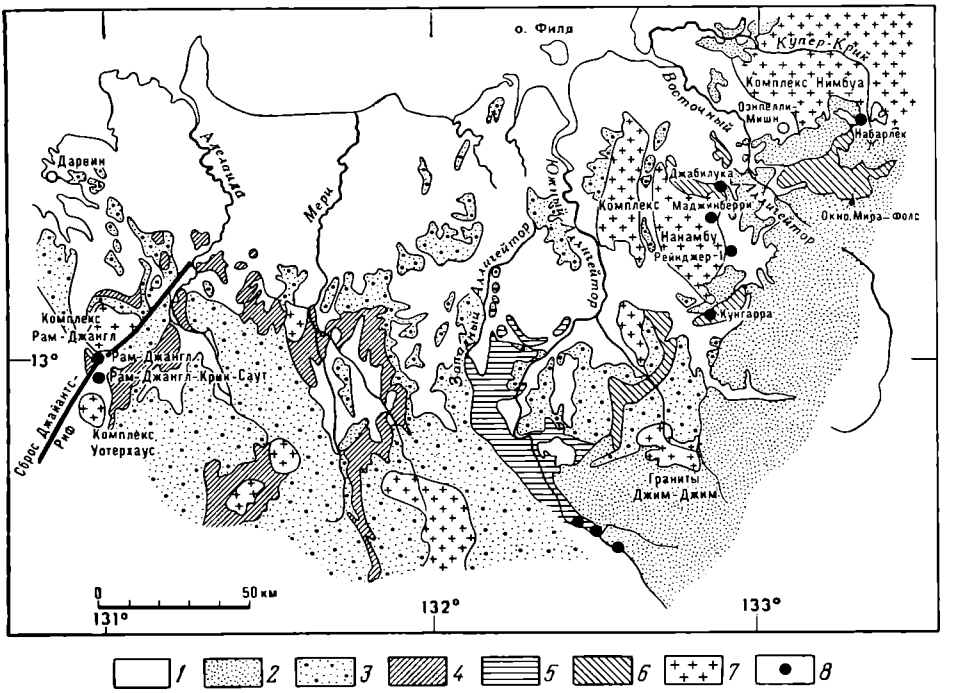


Рис. 43. Схема геологического строения района Рам-Джангл — Аллигейтор-Риверс, Северная Австралия. По Р. Г. Додсону и др. [470].

1 — рыхлые образования кайнозоя и мезозоя. Средний — верхний протерозой (карпентарий): *2* — формация Комболджи. Нижний протерозой: *3* — недифференцированные отложения; *4* — формация Голден-Дайк; *5* — формация Кулпин; *6* — аналоги формации Кулпин. *7* — нижнепротерозойские — архейские граниты и гранитные комплексы; *8* — урановые месторождения

от этого направления вблизи выступов фундамента и гранитных куполов. На складчатом геосинклинальном комплексе с размывом и угловым несогласием залегают локально развитые кислые вулканиты Эдит-Ривер.

Верхний, платформенный, структурный этаж слагают горизонтально залегающие песчаники средне-верхнепротерозойской формации Комболджи, имеющие мощность около 450 м, а также мезозойские и кайнозойские аллювиальные отложения.

Магматизм в раннем протерозое проявился во внедрении ранних диоритов, долеритов и их дифференциатов (силлы), а также реоморфических (комплекс Нанамбу) и анатектических (комплекс Нимбуа) гранитов и мигматитов (возраст около 2 млрд. лет). В среднем протерозое внедрились долериты Оэнпелли (крупная несогласная плащеобразная залежь), аномально радиоактивные розовые биотитовые граниты (возраст 1,7—1,8 млрд. лет) и, по-видимому, комагматичные им кислые вулканиты Эдит-Ривер. Наиболее поздней, вероятно, является серия даек щелочных пород (фонолитов, натровых трахитов), развитых в комплексе Нанамбу.

Почти все урановые месторождения северной территории Австралии развиты в раннепротерозойском геосинклинальном структурном этаже и подчинены региональному стратиграфическому, литологическому и структурному контролю. В районе Рам-Джангл они локализованы в углеродистых и хлорито-

вых сланцах формации Голден-Дайк, в долине р. Южный Аллигейтор — в черных углеродистых сланцах и песчаниках формации Кулпин, а в районе Аллигейтор-Риверс — в кварц-хлорит-мусковитовых и кварц-хлорит-углеродистых сланцах аналога формации Кулпин (см. рис. 44). Все эти породы обогащены органическим веществом либо железистыми минералами и, возможно, являлись химическими осадителями урана из растворов [456]. К региональным рудоконтролирующим факторам ряд исследователей [450, 409] относят наличие гранитогнейсовых куполов, а также регионального несогласия между нижне- и верхнепротерозойскими отложениями, от которого большинство месторождений и рудных тел не удаляется в плане и в разрезе далее первых сотен метров.

Рудные залежи локализованы в сбросах и послойных брекчированных зонах, рассекающих нижнепротерозойские отложения. На главных месторождениях района Рам-Джангл Уайт и Дисон они располагаются в северо-западном крыле разлома Джайантс-Риф в участке его пересечения сбросами субмеридионального простирания. В районе долины р. Южный Аллигейтор месторождения Рокхоул, Эль Шерана, Кулпин и др. отчетливо контролируются зоной разломов северо-западного простирания, развитой вдоль оси антиклинального поднятия фундамента [412] и, по-видимому, являющейся отражением крупного раскола древнего основания геосинклинали. Первичное урановое оруденение располагается вблизи крупных разломов, но локализовано в мелких зонах трещиноватости и дробления обычно среди более компетентных пород. Структура месторождений Джабилука, Рейн-

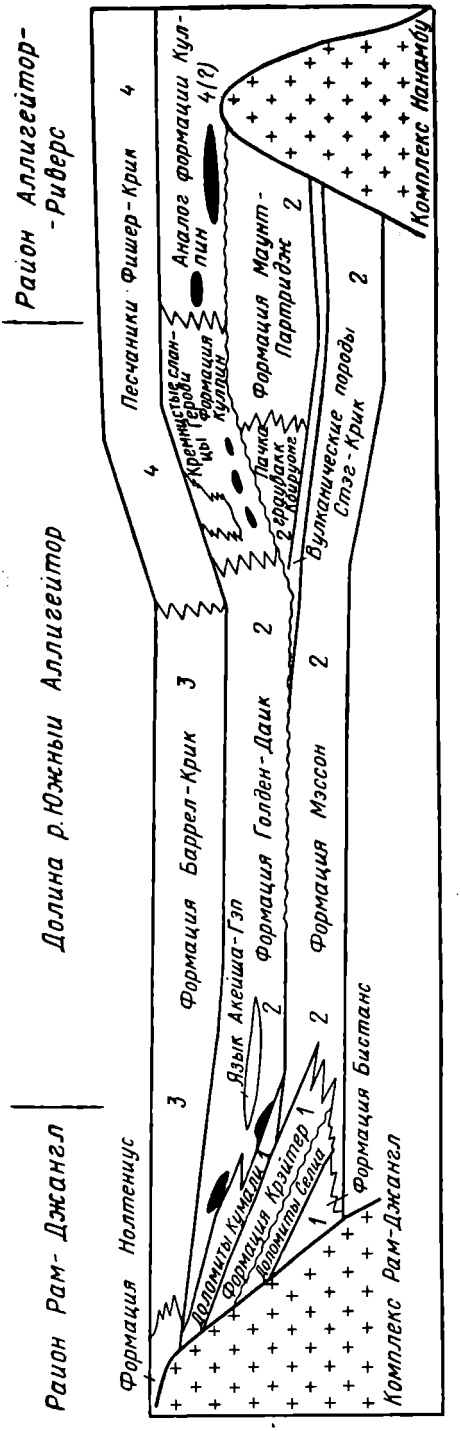


Рис. 44. Взаимоотношения стратиграфии нижнепротерозойских отложений в районе Рам-Джангл — Аллигейтор-Риверс. По Р. Г. Доджсону и др. [470].

1 — группа Батчелор; *2* — группа Гудпарла; *3* — группа Финнис — Ривер; *4* — группа Южный Аллигейтор. Черным закрашены урановые месторождения

джер, Кунгарра и Набарлек района Аллигейтор-Риверс изучена еще недостаточно, однако влияние тех же структурных факторов устанавливается и здесь. Обычно урановорудные залежи локализуются в относительно пологих (угол падения 45—60°) зонах дробления, брекчий и трещин, нередко имеющих субсогласный межформационный и послойный характер, контролирующих мелкие гранитные тела и сопровождающихся интенсивной хлоритизацией.

Согласно С. А. Саусу [450] и Р. Г. Додсону и др., урановое оруденение на месторождениях северной территории представлено как типичными жилами, так и телами рассеянных (прожилково-вкрапленных) руд, в которых наряду с урановой смолкой постоянно присутствует также и уранинит. В месторождениях района Рам-Джангл руды комплексные медно-урановые (халькопирит-настурановые с борнитом, пиритом и другими сульфидами), но, кроме того, содержат безурановые медно-кобальт-никель-свинцовые рудные тела. В месторождениях районов Южный Аллигейтор и Аллигейтор-Риверс урану в рудах сопутствует золото, содержание которого, в частности, на месторождении Джабилука достигает 11,22 и даже 14,64 г/т при общих запасах руд с указанными содержаниями соответственно 118 000 т и 401 000 т («Mining Magazine», 1976, 134, № 1). В небольших количествах присутствуют также пирит, халькопирит, галенит. Околорудные изменения заключаются в основном в хлоритизации, серицитизации и осветлении (в углеродистых сланцах) вмещающих пород.

Допускается образование рассматриваемых месторождений как эпигенетическим путем [409, 355], так и в результате гидротермальной деятельности. Последняя связывается с формированием гранитных массивов и циркуляцией растворов, отделявшихся либо от самих остывавших массивов [456], либо под влиянием последних от литифицированных нижнепротерозойских осадочных пород, являвшихся источником урана [470].

Р. Г. Додсон и др. [470] указывают, что урановая смолка образована при температуре около 200° С, и при определениях ее абсолютного возраста урано-свинцовым методом получено четыре значения возраста: 1880, 1700, 900 и 500 млн. лет. Ими предполагается, что месторождения образованы 1700 млн. лет назад в результате тектоно-магматической активности и за счет сингенетического урана вмещающих пород, имеющего возраст 1880 млн. лет, а 900 и 500 млн. лет назад происходила потеря свинца в эпохи, не отмеченные ни магматической, ни тектонической активностью.

Развитие урановых руд на месторождениях Коронейшин-Хилл и Сэдл-Ридж среди среднепротерозойских вулканитов Эдит-Ривер определенно позволяет отрывать формирование уранового оруденения от собственно геосинклинального развития и связывать его со среднепротерозойской тектоно-магматической активизацией геосинклинали Пайн-Крик, в процессе которой помимо указанных вулканитов были образованы многочисленные приповерхностные интрузивы аномально радиоактивных биотитовых гранитов и дайки щелочных пород. Последние, как уже отмечалось, развиты среди гранитов купола Нанамбу, вблизи которого располагаются главные месторождения Австралии (Джабилука, Рейнджер, Кунгарра), однако, к сожалению, возраст их не установлен.

Уранинитовые месторождения среди доломитовых пород

К этой подгруппе отнесены урановые месторождения (Шинколобве, Луисвиши, Лушия, Калонгве и др.) так называемого Медного пояса Центральной

Африки, в пределах которого сосредоточены мирового значения месторождения медных руд, содержащих в значительных количествах кобальт. Медный пояс в виде огромной дуги, обращенной выпуклостью на север, протягивается в северо-западном направлении на 500 км из Замбии в Заир, где он изгибается сначала в широтном, а затем в юго-западном направлениях. Пояс образован верхнедокембрийскими отложениями системы Катанга и является составной частью Митумба-Дамарского внутриплатформенного складчатого пояса, заключенного между тремя щитами Африканской древней платформы: Касаи-Ангольским на северо-западе, Танзанийско-Родезийско-Трансваальским на юго-востоке и Нигеро-Мозамбикским на северо-востоке [82].

Фундамент в пределах Медного пояса сложен кристаллическими сланцами, гнейсами и кварцитами нижнедокембрийской системы Луфубу (2,6 млрд. лет), а также залегающими на них с угловым несогласием сланцами и кварцитами среднедокембрийской системы Мува (2,6—1,9 млрд. лет). Система Катанга (1,0—0,57 млрд. лет) с размывом и резким угловым несогласием залегает на породах фундамента и представлена слоями доломитовых и слюдистых сланцев, доломитов, известняков и кварцитов. Она разделяется на две серии: нижнюю — Рудную общей мощностью 2000—2700 м, подразделяемую, в свою очередь, на три толщи — Нижний Роан, Верхний Роан и Мвашия, и верхнюю — Кунделунгу мощностью более 4000 м с большим конгломератом в основании. Как урановое оруденение, так и медное, представленное в основном крупными пластообразными залежами вкрапленных руд, размещаются почти исключительно в породах Рудной серии.

Все породы системы Катанга смяты в систему асимметричных складок, оси которых соответствуют общему простиранию Медного пояса, и в участке изгиба последнего на территории Заира пересечены зоной разломов поперечного северо-восточного простирания, контролирующей положение Шинколобве и ряда других более мелких урановых месторождений Медного пояса *.

Месторождение Шинколобве располагается среди пород Рудной серии в ядре крупной опрокинутой антиклинальной складки широтного простирания, срезанной продольными чешуйчатыми надвигами (шарьяжами) и разбитой на ряд блоков поперечными сбросами северо-западного и меридионального направлений. Оно приурочено к одному из таких блоков вблизи северного крыла антиклинали, ограниченному с востока и запада двумя главными сбросами и содержащему пологую тектоническую пластину сланцев и доломитов (покров R. A. T.) (рис. 45). В пределах блока в породах Рудной серии широко развиты брекчии, многочисленные мелкие крутопадающие сколовые и послойные трещины.

Урановое оруденение представлено метасоматическими вкрапленными рудами в окварцованных доломитах и доломитовых сланцах, местами превращенных в магнезит, а также многочисленными прожилками и жилами, иногда образующими типичные штокверки. Все они локализуются в мелких трещинах и отсутствуют в главных сбросах, заполненных глинисто-тальковой брекчией. Урановая минерализация развита как выше покрова, так и в нем самом, но особенно интенсивна под покровом, где она постепенно, начиная с горизонта 180 м, с глубиной смещается к восточному главному сбросу. Ниже горизонта 220 м оруденение в центральной части блока затухает и встречено главным образом в висячем и лежачем боках восточного сброса.

---

* В последнее время обнаружено крупное урановое месторождение, по-видимому, жильного типа в пределах пояса в Замбии (Engineering and mining Journal, 1975, № 8).

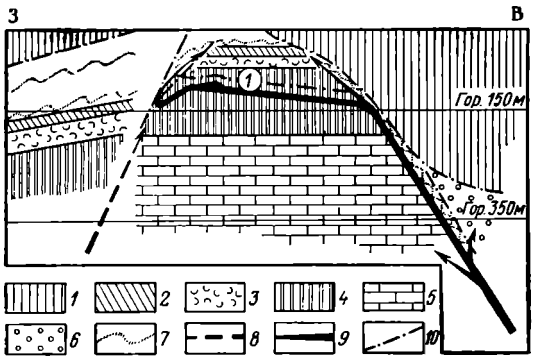


Рис. 45. Месторождение Шинколобве, Заир. Продольный профиль через породы рудной серии и ограничивающие сбросы с указанием предполагаемого направления движения урагоносных растворов. По Ж. Дерриксу и Ж. Ваэсу [70].

1 — отложения среднего Кунделунгу; *2* — окремненные доломиты и магнезиты; *3* — окремненный доломит; *4* — слюдяные сланцы и доломиты; *5* — Рудная серия; *6* — конгломераты; *7* — доломитизированные сланцы; *8* — предполагаемый сброс; *9* — ограничивающий сброс; *10* — чешуйчатые надвиги (1 — покров R. A. T. с тектоническими пластинами сланцев и доломитов)

Гипогенные руды сложены преимущественно уранинитом, сульфидами никеля и кобальта и селенидами. Широко распространены молибденит, пирит, сульфиды меди, золото и монацит. Жильные минералы представлены доломитом, магнезитом, хлоритом и кварцем. Изменения вмещающих пород заключаются в развитии в них окварцевания, магнезита, доломита, монацита, хлорита, турмалина, апатита.

Выдвинуты осадочно-метаморфогенная и гидротермальная гипотезы происхождения урановых руд. Сторонники первой [390, 75, 130] указывают на отсутствие в Медном поясе молодых интрузивных пород, прорывающих породы системы Катанга и близких по возрасту к урановому оруденению (683— 585 млн. лет), и объясняют последнее сингенетическим накоплением меди и урана в породах Рудной серии с последующими перераспределением и концентрацией в связи с процессами метаморфизма во время верхнекунделунгского тектогенеза. Сторонники гидротермальной точки зрения [70, 323] указывают на отсутствие генетической связи между медными и урановыми рудами, а также на многостадийный и высокотемпературный характер минералообразования.

Результаты исследований последних лет свидетельствуют в пользу гидротермальной гипотезы. Помимо ранее известных доверхнекунделугских силлов и даек габбро и долеритов в различных участках Медного пояса выявлены послекунделунгские небольшие интрузивные тела и дайки биотитовых, роговообманковых, гастингситовых и авгитовых гранитов, сиенитов, полевошпатовых порфиров, аплитов и пегматитов [455, 373], свидетельствующие о проявлении катангинской эпохи тектоно-магматической активизации этого участка Африканской древней платформы. Несомненное участие гидротермальных растворов при образовании стратиформного медного оруденения доказано Р. Соулом и Б. Робинсоном [458] на примере месторождения Шамрок (Замбия) путем изучения изотопного состава серы сульфидов и анализа изотопов кислорода и углерода карбонатных линз.

ГЛАВА 3

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ УРАНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОБЛАСТЕЙ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Как и для многих докембрийских и палеозойских месторождений, металлогенический профиль уранового рудообразования в мезозое определяют процессы тектоно-магматической активизации ранее консолидированных платформ и складчатых областей [51, 107]. В активизированных областях гидро-

термальные урановые месторождения формируются в обстановке энергичных глыбовых движений, интенсивного континентального вулканизма, сопровождаемого внедрением субщелочных и щелочных интрузий и образованием многочисленных постмагматических месторождений цветных и редких металлов. Наиболее продуктивна в отношении урана позднемезозойская эпоха (150—120 млн. лет).

По возрасту гидротермальные урановые месторождения ближе всего к субвулканическим телам и экструзивам, прорывающим вулканогенные отложения верхнего структурного этажа. По формационным признакам эти отложения сходны с континентальными вулканогенными комплексами, завершающими развитие геосинклинальных областей. Но между ними есть и определенные различия. На активизированных платформах это повышенная щелочность молодых изверженных пород при ограниченном развитии лав и пирокластов, в активизированных складчатых областях — подчиненная роль интрузивных и субвулканических фаций, совмещение базальтовых, андезитовых и липаритовых серий в единой вулканической формации, наличие постепенных переходов между наложенными вулканическими депрессиями и эрозионно-тектоническими впадинами, заполненными вулканогенно-терригенными отложениями.

Все это накладывает отпечаток и на гидротермальные урановые месторождения, ассоциирующие с молодыми вулканогенно-интрузивными комплексами периода тектоно-магматической активизации. Так, для активизированных докембрийских щитов характерна пространственная и парагенетическая связь гидротермального уранового оруденения со щелочными вулканогенно-интрузивными массивами пород калиевой линии, причем внутри этих массивов локализуются торий-урановые месторождения, а в омоложенных докембрийских разломах фундамента — титанатурановые месторождения. В активизированных складчатых областях для урапоносных вулканических депрессий характерна комбинация линейных штокверков и пластообразных залежей с крутопадающими жильными зонами, в некоторых случаях уходящими на большую глубину в гранитоидные породы фундамента. Сами депрессии располагаются в единых металлогенических зонах вместе с эрозионно-тектоническими впадинами, вмещающими пластообразные залежи мышьяково-урановых руд. Кроме того, в областях тектоно-магматической активизации развиты эндогенные урановые месторождения, не имеющие полных аналогов ни в фанерозойских геосинклинально-складчатых зонах, ни в докембрийских областях. В частности, на активизированных эпипротерозойских платформах известны гидротермальные молибден-урановые и ртутно-урановые месторождения, залегающие в карбонатно-песчано-сланцевых платформенных отложениях. Они приурочены к линейным поясам складок, осложненным крупными поперечными разломами, и представлены согласными линзовидными и столбообразными залежами в зонах дробления и окварцевания. Стратиграфически ниже в основании платформенного чехла и в подстилающих геосинклинальных толщах располагаются горизонты фосфоритов и черных углеродистых сланцев с аномально высокими содержаниями урана и некоторых его элементов-спутников. Показательно, что в настуран-сульфидных рудах присутствует много битумов, такие металлы, как молибден, селен, таллий, в значительной мере ассоциируют с углеродистым веществом, а набор жильных минералов (кварц, кальцит, доломит, гидрослюды и др.) всецело определяется составом вмещающих пород. Хотя эти месторождения очень слабо изучены, имеющиеся данные позволяют говорить о мобилизации рудных компонентов из более древних осадочных

Таблица 5

Систематика гидротермальных урановых месторождений областей мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации

Класс	Группа
А. Областей мезо-кайнозойской активизации докембрийских щитов	1. Урановые (браннеритовые) в крупных внутренних разломах фундамента эпиархейских кратонов, пространственно связанные с интрузивами и дайками щелочноземельных — щелочных пород 2. Торий-урановые в массивах молодых щелочных пород зон краевых глубинных разломов
Б. Областей мезо-кайнозойской активизации платформ	1. В наложенных впадинах 2. В платформенном чехле, контролируемые разрывами и складками 3. Пространственно связанные с молодыми интрузивами среди платформенного чехла или фундамента
В. В активизированных складчатых областях	1. В вулканогенно-осадочных формациях наложенных прогибов 2. В сложных вулканических сооружениях 3. В поздних малых интрузивах гранитоидов 4. В породах фундамента, развитых в обрамлении наложенных депрессий

урановосных формаций в процессе активизации без непосредственного участия магматических расплавов. Систематика гидротермальных урановых месторождений областей мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации приведена в табл. 5.

КЛАСС А

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОБЛАСТЕЙ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЩИТОВ

Группа 1

УРАНОВЫЕ (БРАННЕРИТОВЫЕ) МЕСТОРОЖДЕНИЯ В КРУПНЫХ ВНУТРЕННИХ РАЗЛОМАХ ФУНДАМЕНТА ЭПИАРХЕЙСКИХ КРАТОНОВ

Месторождения этой группы локализуются в крупных внутренних разломах фундамента докембрийских щитов, испытавших в мезозое интенсивную тектоно-магматическую активизацию. Они приурочены к горстообразному поднятию фундамента, развитому в краевой части гигантской куполовидной структуры (складчатого овала) эпиархейского кратона, сложенного раннеархейскими породами гранулитового комплекса. Процессы мезозойской тектоно-магматической активизации в районе месторождений выражены в развитии разломов, оформлении горстообразных поднятий, интенсивном магматизме, а также в проявлении гидротермальной деятельности, с которой связано урановое рудообразование.

В районе месторождений выделяются три структурных этажа. Нижний этаж, или фундамент, сложен архейскими метаморфическими породами, занимающими большую часть площади района (рис. 46). Среди них преобладают биотит-амфиболовые, биотит-амфибол-диопсидовые, диопсидовые и двупироксеновые плагиогнейсы, гранито-гнейсы и кристаллические сланцы, неравномерно гранитизированные и представляющие многокилометровую по мощности толщу магматитов. Эти породы метаморфизованы в условиях гранулитовой фации и несут следы наложенного регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации. Они смяты в крупные относительно пологие (до 50—60°) складки преимущественно северо-западного простирания, пронизаны раннепротерозойскими гранитоидами и рассечены многочисленными разломами также в основном северо-западного направления.

Средний, платформенный, структурный этаж представлен карбонатными отложениями позднепротерозойского и кембрийского возраста, залегающими почти горизонтально (угол падения 5—10°) и распространенными главным образом по периферии горстообразного поднятия.

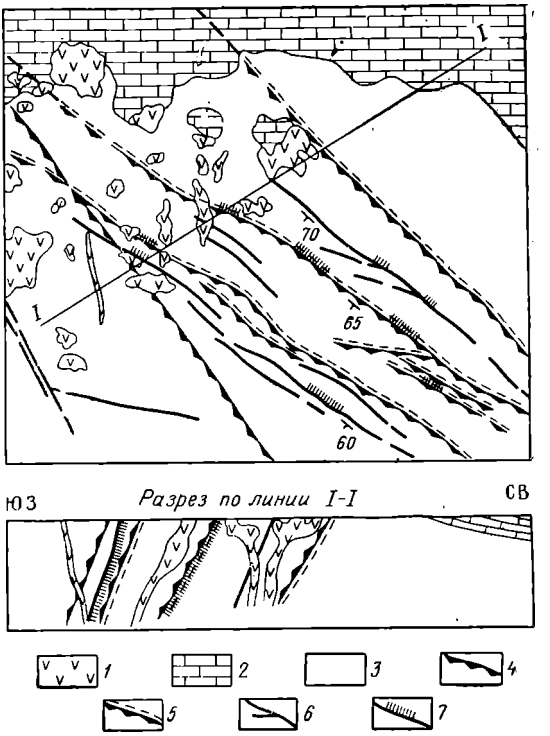


Рис. 46. Схема геологического строения района урановых месторождений в крупных внутренних разломах щитов. По А. И. Тугаринову и др. [97] с дополнениями автора.

1 — мезозойские интрузивы; *2* — карбонатные отложения платформенного чехла; *3* — архейские гнейсы, кристаллические сланцы, мигматиты, граниты; *4* — раннепротерозойские разломы; *5* — омоложенные раннепротерозойские разломы с гидротермальной минерализацией; *6* — мезозойские разломы с гидротермальной минерализацией; *7* — участки развития промышленного оруденения

Верхний структурный этаж сформирован в процессе мезозойской активизации платформы и сложен относительно маломощными песчано-глинистыми и вулканогенными отложениями юрского возраста, несогласно залегающими на размытой поверхности платформенного чехла. Эти отложения образуют пологие мульды и кальдеры проседания вне горстообразного поднятия, а в пределах последнего сохранились лишь в виде единичных мелких останцов.

В районе выделяются четыре возрастные группы магматических пород. Наиболее древними (не менее 3000 млн. лет) являются архейские амфиболиты, гранито-гнейсы, пироксеновые плагиограниты и плагиомигматиты, образованные в условиях прогрессивной гранулитовой фации метаморфизма. Вторая группа представлена раннепротерозойскими (2200—1900 млн. лет) биотитовыми и лейкократовыми гранитами и аляскитами, пронизывающими архейские толщи, а также дайками диоритов и пегматоидных гранитов, выполняющими древние разломы. Эти породы образованы в основном в процессе ультраметаморфизма, и их становление сопровождалось широким проявлением в архейском

гранулитовом комплексе регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации. Третью группу пород составляют позднепротерозойские — палеозойские дайки диабазов платформенного периода развития. Четвертая группа представлена комплексом щелочноземельных, субщелочных и щелочных пород мезозойского возраста (160—110 млн. лет), образованных в период тектоно-магматической активизации. Субвулканические интрузивы и дайки этого комплекса сформированы в два этапа — юрский и раннемеловой. В течение каждого из них намечается тенденция к последовательной смене (эволюции) магматических пород щелочноземельного и субщелочного составов более поздними щелочными породами соответственно калиевого и натрового рядов.

Важнейшее значение в структуре района и в контроле урановых руд имеют разломы, хорошо проявленные в породах фундамента и очень слабо — в платформенном чехле. Они субпараллельны осям складок фундамента, но имеют падение более крутое, чем слоистость архейских толщ. Протяженность разломов до нескольких десятков километров, ширина зон от нескольких метров до первых десятков метров. По времени заложения и истории развития среди них выделены: 1) раннепротерозойские, не испытавшие позднее подновление; 2) раннепротерозойские, подновленные (омоложенные) в процессе мезозойской тектоно-магматической активизации; 3) собственно мезозойские [156]. Урановое оруденение района локализовано в разломах главным образом второй, а также третьей групп. В основных урановоносных разломах второй группы всегда присутствуют как раннепротерозойские так и мезозойские структурные элементы [157].

Строение и типы урановоносных разломов фундамента. Главные урановоносные разломы (второй группы) отличаются сверхдлительным развитием и наличием в них структурных элементов, формировавшихся в разное время и в различных условиях. В большинстве своем они возникли еще в раннем протерозое и многократно подновлялись позднее, особенно в процессе мезозойской активизации. К древнейшим структурным элементам этих разломов относятся последовательно формировавшиеся флексурные изгибы с линейными зонами крутопадающих глыбовых и послойных мигматитов, дайки мелкозернистых диоритов (ортогнейсов), зоны метасоматических крупнозернистых кварц-полевошпатовых пород и бластомилониты — тонкосланцеватые глубинные тектониты со следами пластического течения и перекристаллизации исходных пород. Среди вмещающих метаморфических пород гранулитовой фации все они были образованы в условиях дислокационного метаморфизма регрессивной амфиболитовой фации близко одновременно с процессами раннепротерозойского ультраметаморфизма, завершая последний [156].

В общем случае раннепротерозойские структурные элементы занимают закономерное положение в разломах. В центральной части последних обычно располагаются крупные бластомилонитовые швы, образованные как за счет даек диоритов, так и за счет послойных и глыбовых мигматитов. Число таких швов, так же как и даек диоритов, различно — от единичных и маломощных (в небольших разломах) до ряда кулисообразно расположенных (в крупных разломах), разобщенных интервалами относительно слабо деформированных пород. В направлении к вмещающим породам бластомилониты сменяются сплошной зоной развития неравномерно рассланцованных кварц-полевошпатовых пород, а еще дальше, уже в самих вмещающих гнейсах, развиты лишь пятнистые их выделения.

Мезозойские структурные элементы (в омоложенных раннепротерозойских разломах) развиты вдоль бластомилонитов и даек диоритов, но образованы

в отличие от них в условиях малых глубин и низких температур. Они представлены тектоническими швами, содержащими гидротермальную, в том числе урановую, минерализацию и сопровождающимися низкотемпературным изменением пород. Для них характерны широкое развитие катаклаза и брекчий, а также зонально-полосчатые, гребенчатые и друзовые текстуры жильного выполнения (рис. 47).

Интенсивность развития мезозойских минерализованных швов в древних разломах зависит от мощности последних. Особенно сильно мезозойские разрывы развиты в наиболее крупных и протяженных омоложенных разломах с мощными дайками диоритов и бластомилонитовыми швами. Такие разломы отличаются очень сложным строением и наличием широкой полосы взаимопересекающихся и кулисообразно расположенных минерализованных тектонических швов, развитых вдоль контактов даек диоритов и бластомилонитов. В них мощно проявлена мезозойская гидротермальная деятельность. В относительно менее протяженных и мощных омоложенных раннепротерозойских разломах мезозойские минерализованные швы имеют небольшую (десятки сантиметров — первые метры) мощность, прерывисты, а гидротермальная деятельность проявлена гораздо слабее.

Собственно мезозойские урановосные разломы (третьей группы) представлены минерализованными зонами дробления небольшой протяженности и мощности. По интенсивности проявления гидротермальной деятельности они значительно уступают подновленным древним разломам.

Минеральный состав руд и изменения вмещающих пород. Этапы и стадии минералообразования. Руды браннеритовых месторождений отличаются достаточно сложным минеральным составом. Обычно они представлены неравномерно гидротермально измененной породой, сложенной бурым калиевым полевым шпатом, мелкозернистым карбонатом и пылевидным пиритом и рассеченной рудоносными швами, а также разновозрастными барит-кварцевыми, кварцевыми, кварц-карбонатными и флюорит-карбонатными прожилками. В рудах часто содержатся реликты породообразующих минералов и участки слабо измененных исходных пород.

Урановое оруденение находится в сложных соотношениях с мезозойским магматизмом. В западной части района месторождений оно наложено на ранние породы мезозойского комплекса и пересечено молодыми дайками этого комплекса [219]. Пострудные дайки в свою очередь также рассечены продуктами постмагматической гидротермальной деятельности. Таким образом, гидротермальная деятельность в районе протекала в два этапа. В первый, основной урановорудный этап, проявившийся после формирования юрских, но до внедрения раннемеловых магматических пород, в виде ряда последовательных стадий были образованы: 1) низкотемпературные калиевые (пирит-карбонат-калишпатовые) метасоматиты; 2) прерывистые барит-кварцевые жилы и прожилки с сульфидами (пирит, халькопирит, блеклые руды); 3) мелкообломочные брекчии и прожилки с браннеритом и пиритом; 4) кварцевые, кварц-карбонатные и флюорит-кварц-карбонатные прожилки. Во второй, постмагматический гидротермальный этап, протекавший после полного завершения мезозойского магматизма, минералообразование протекало в две стадии, в процессе которых были последовательно сформированы маломощные сульфидно-карбонатно-кварцевые прожилки и маломощные кварц-карбонатные, флюорит-карбонатные и флюоритовые прожилки с пиритом и марказитом [156].

Несколько по-иному последовательность гидротермальной деятельности намечена Я. Д. Готманом и др. [219]. Они выделяют в разломах минеральные

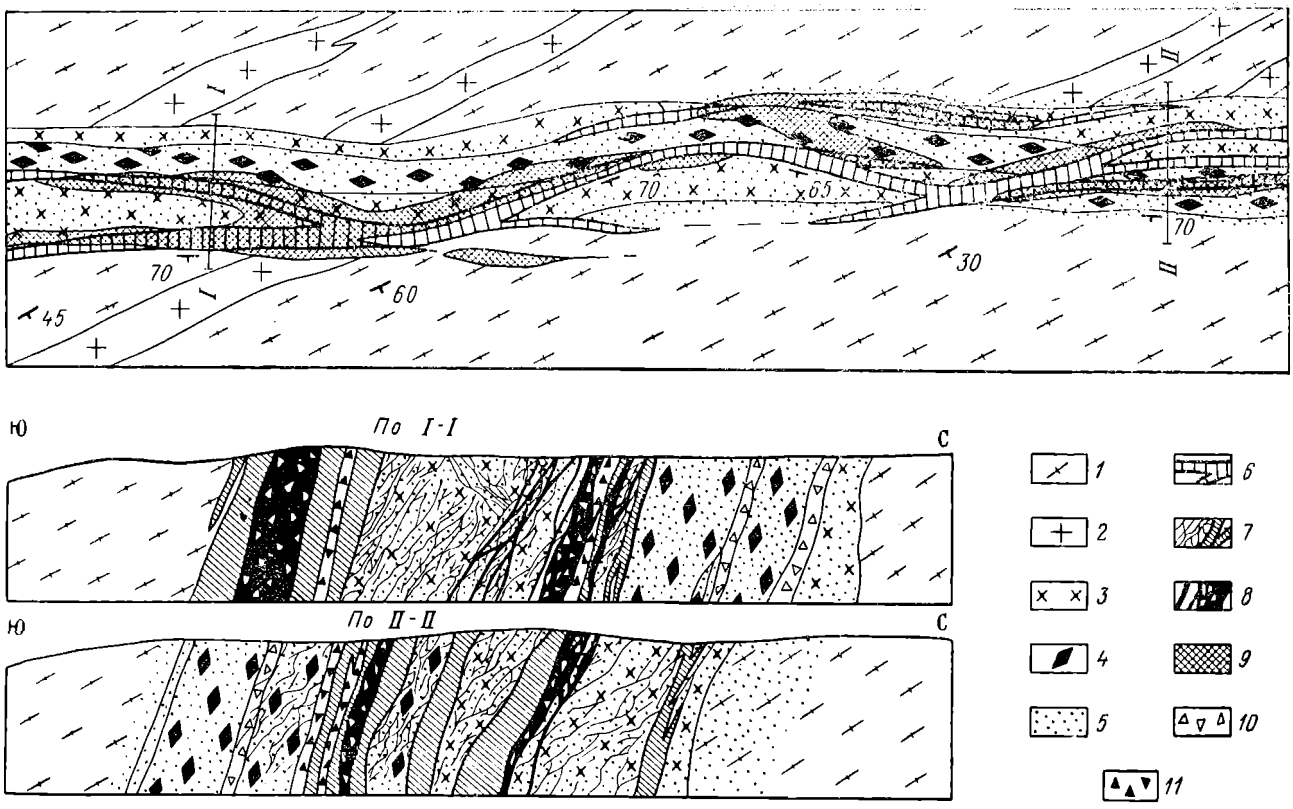


Рис. 47. Строение омоложенных раннепротерозойских урановосных разломов фундамента и размещение рудных тел в них. По В. А. Крупенникову и др. [157]. План и зарисовки стенок горных выработок по *I—I* и *II—II*.

1 — кристаллические сланцы и гнейсы; *2* — граниты; *3* — кварц-полевошпатовые породы; *4* — рассланцованные диориты (бластомилониты); *5* — низкотемпературные калиевые (пирит-карбонат-калишпатовые) метасоматиты; *6* — барит-кварцевые жилы (на плане); *7* — барит-кварцевые жилы и прожилки (на зарисовках *I—I* и *II—II*); *8* — рудоносные брекчии; *9* — рудные тела (на плане); *10* — неминерализованные брекчии докварцевые; *11* — то же, послекварцевые

образования семи стадий: 1) пирит-карбонат-калишпатовые метасоматиты; 2) пирит-карбонатные прожилки и цемент брекчий; 3) кварц-баритовые жилы; 4) пирит-браннеритовый цемент брекчий, реже прожилки; 5) метасоматические доломит и кальцит; 6) метасоматический «рисовидный» кварц; 7) кварц-карбонат-флюоритовые прожилки.

Из всех перечисленных гидротермальных образований лишь сульфидно-карбонат-кварцевые прожилки, формировавшиеся в первую стадию постмагматического этапа, обнаруживают тесную пространственную связь с мезозойскими интрузивами, располагаясь среди них или около них в гнейсах в многочисленных мелких трещинах. Все остальные продукты гидротермальной деятельности приурочены почти исключительно к протяженным разломам северо-западного направления, развиты в них почти повсеместно, но с резко неодинаковой интенсивностью.

Среди гидротермальных образований наиболее широко распространены низкотемпературные калиевые (пирит-карбонат-калишпатовые) метасоматиты, образующие в зонах урановоносных разломов сильно уплощенные, вытянутые по простиранию и падению ореолы мощностью от 0,5 до 30—35 м и более. В зависимости от интенсивности процесса гидротермальному метаморфизму в различной степени подвергнуты дайки диоритов, бластомилониты и кварц-полевошпатовые породы, а в случае мощных ореолов также и боковые породы — гнейсы, гранито-гнейсы и граниты.

В ореолах метасоматитов обычно можно выделить три зоны — внешнюю, промежуточную и внутреннюю, характеризующиеся устойчивыми минеральными парагенезисами и отражающие различную интенсивность проявления щелочного метасоматоза. Во внутренней, наиболее измененной зоне все первичные минералы и структуры исходных пород полностью разрушены, и метасоматиты состоят главным образом из бурого пелитоморфного калиевого полевого шпата, в катаклазированной массе которого развит микропрожилковый адуляр, и содержат переменное количество карбоната и тонкодисперсного золотосодержащего пирита. Однако полная метасоматическая зональность наблюдается далеко не в каждом пересечении ореолов и последние нередко представлены метасоматитами двух или даже одной внешней зоны.

Барит-кварцевые жилы и прожилки в отличие от метасоматитов развиты главным образом в юго-восточных флангах некоторых рудоносных разломов и имеют мощность от 0,1 до 4—5 м. Они обычно локализуются в пределах ореолов гидротермально измененных пород независимо от метасоматической зональности и нередко наследуют в разломах положение древних бластомилонитов и контактов даек диоритов.

Для жил характерны остроугольные обломки метасоматитов и крустификационные параллельно-полосчатые и друзовые текстуры. Барит в них присутствует в виде неправильных выделений и кристаллов размером от долей миллиметра до 3 × 6 см, занимая от 1 до 30% объема жил, а пирит, халькопирит, сфалерит, теннантит, буланжерит и энаргит образуют мелкие редкие вкрапленники. Нередко в поперечных пересечениях разломов отмечаются 2—3, а иногда 4—5 четко обособленные жилы этого состава, имеющие отчетливые взаимные пересечения и отличающиеся цветом, текстурами, количеством включений барита, сульфидов и т. п.

Урановая минерализация в разломах фундамента развита главным образом в цементе мелкообломочных брекчий, рассекающих пирит-карбонат-калишпатовые метасоматиты и дорудные барит-кварцевые жилы и прожилки. Кроме того, она тонко рассеяна вблизи брекчий среди низкотем-

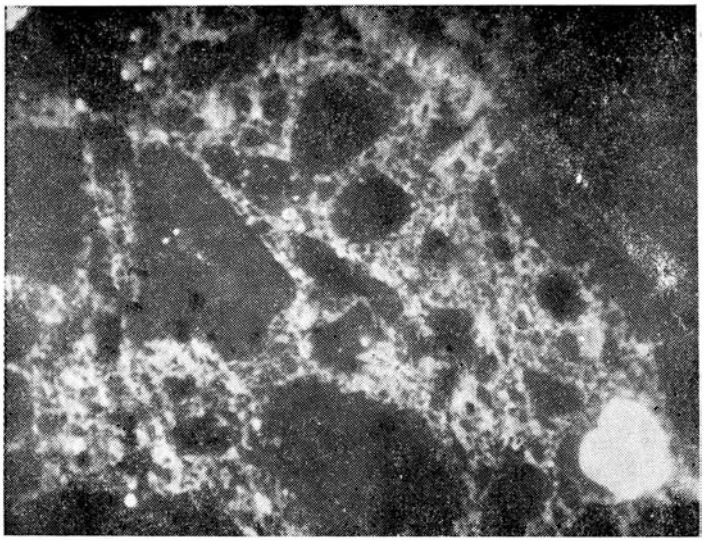


Рис. 48. Браннерит (серое) и тонкая вкрапленность пирита (белое) в цементе мелкообломочных рудных брекчий. Полированный шлиф, без анализатора. Ув. 70

пературных калиевых метасоматитов, локализуясь вне зависимости от зональности их ореолов. Рудоносные брекчии образуют как единичные крупные разрывы, так и системы ветвящихся субпараллельных и взаимопересекающихся маломощных, вплоть до волосовидных, швов. Соответственно и величина обломков в брекчиях изменяется от 3—5 см до сотых долей миллиметра (рис. 48).

В составе рудных брекчий М. Ф. Стрелкин и др. [291] выделяют следующие минералы (в порядке распространенности); жильные — кальцит, доломит, кварц, серицит, калиевый полевой шпат; рудные — марказит, пирит, браннерит, рутил, гематит, блеклая руда, галенит, халькопирит, арсенопирит, ильменит и единичные зерна настурана. Браннерит является главным гипогенным урановым минералом. Вместе с микроскопическими скоплениями других рудных минералов он образует цемент брекчий, вкрапленность и реже встречается в виде тонких прожилков. Соответственно наиболее распространены брекчиевые, прожилково-брекчиевые и прожилково-вкрапленные текстуры урановых руд. В прожилках он образует колломорфноподобные массы плотного сложения и имеет черный или черно-коричневый цвет и жирный блеск.

Я. Д. Готман и др. [66, 219] браннерит описываемых месторождений относят к средне-низкотемпературной его разновидности. По их данным, состав минерала определяется формулой $(Ca_{0,29}U^{4+}_{0,57}U^{6+}_{0,21}\overline{TR}_{0,008}\overline{Pb}_{0,008})_{1,08} \times (Ti_{1,08}W_{0,05}Nb_{0,07}Zr_{0,04}Fe^{3+}_{0,04})_{2,00}O_6$. От известных в литературе браннеритов он отличается более низкой плотностью (4,32 г/см^3), низким показателем преломления $2{,}06 < n < 2{,}11$, значительным содержанием воды (6,04%) и составом элементов-примесей. Минерал практически не содержит тория (0,04%) и редких земель (0,55%); кроме обычных примесей циркония (1,39%) и ниобия (2,0%), в нем установлен вольфрам (3,28%). Элементами-спутниками урана в рудах являются W, Nb, Y, Yb, As, Tl [219].

Маломощные жилы и прожилки темно-серого кварца, иногда с карбонатом и флюоритом, завершающие основной урановорудный этап гидротермальной деятельности, в отличие от дорудных барит-кварцевых жил развиты в разло-

мах почти повсеместно. Наиболее поздние маломощные карбонатные прожилки с кварцем, флюоритом и сульфидами железа, образованные во второй этап гидротермальной деятельности, рассекают не только все более ранние гидротермальные образования, но и пострудные щелочные дайки пород натрового ряда. Они локализуются в мелких различно ориентированных трещинах, реже образуют цемент брекчий в более крупных швах и формировались в процессе слабых затухавших дифференцированных тектонических движений по северо-западным разломам.

Рудные тела и закономерности локализации урановых руд. Урановое оруденение на месторождениях рассматриваемого района характеризуется рядом общих особенностей. Оно локализуется в крупных разломах среди кристаллических пород фундамента, и верхней его границей является подошва нижнепалеозойских отложений платформенного чехла. В плане оруденение развито в разломах независимо от размещения мезозойских интрузивов, располагаясь вблизи и на значительном (10—20 км) удалении от них. В плане и в разрезе оно отличается исключительной выдержанностью минерального состава руд и большим вертикальным размахом.

При общей широкой распространенности ураноносных швов промышленные концентрации браннеритовых руд локализованы лишь в пределах небольших по протяженности интервалов разломов и контролируются в основном структурными факторами. Месторождения и рудопроявления приурочены к участкам: а) крупных плавных изгибов разломов по простиранию и падению (см. рис. 49 и 50), б) расщепления разломов на две и более ветвей, в) сопряжения или пересечения основных северо-западных разломов с мезозойскими и омоложенными протерозойскими разломами субширотного и северо-восточного простирания.

Наиболее значительна урановая минерализация в крупных и протяженных омоложенных разломах второй группы, характеризующихся сложным строением и большой мощностью зоны дробления пород. В таких разломах часто наблюдается ряд взаимопересекающихся рудоносных нарушений, испытывающих многочисленные изгибы по простиранию и падению и образующих протяженные рудные тела со сложным внутренним строением. В менее мощных и протяженных омоложенных раннепротерозойских разломах, так же как и в собственно мезозойских разломах третьей группы, рудоносные нарушения имеют, как правило, сравнительно простое строение и характеризуются большей прерывистостью. Урановое оруденение на отдельных интервалах этих разломов также достигает промышленных концентраций, однако рудные тела относительно небольшие.

Как в крупных, так и в сравнительно небольших омоложенных раннепротерозойских разломах рудоносные нарушения обычно закономерно наследуют положение более ранних структурных элементов, сформированных в протерозое и в процессе дорудных внутриминерализационных движений. В северо-западных флангах разломов, где дорудные стадии минерализации проявлены слабо, рудоносные нарушения развиты почти исключительно вдоль контактов бластомилонитов и даек диоритов. В юго-восточных же флангах разломов ураноносные разрывы и рудные тела располагаются преимущественно вдоль одного или обоих контактов мощных барит-кварцевых жил и зон прожилков. Однако и здесь вся совокупность гидротермальных образований тяготеет к контактам бластомилонитового шва, повторяя его изгибы (рис. 49; см. также рис. 47). Участки крупных изгибов или расщепления бластомилонитовых швов обычно характеризуются особенно интенсивным развитием ураноносных

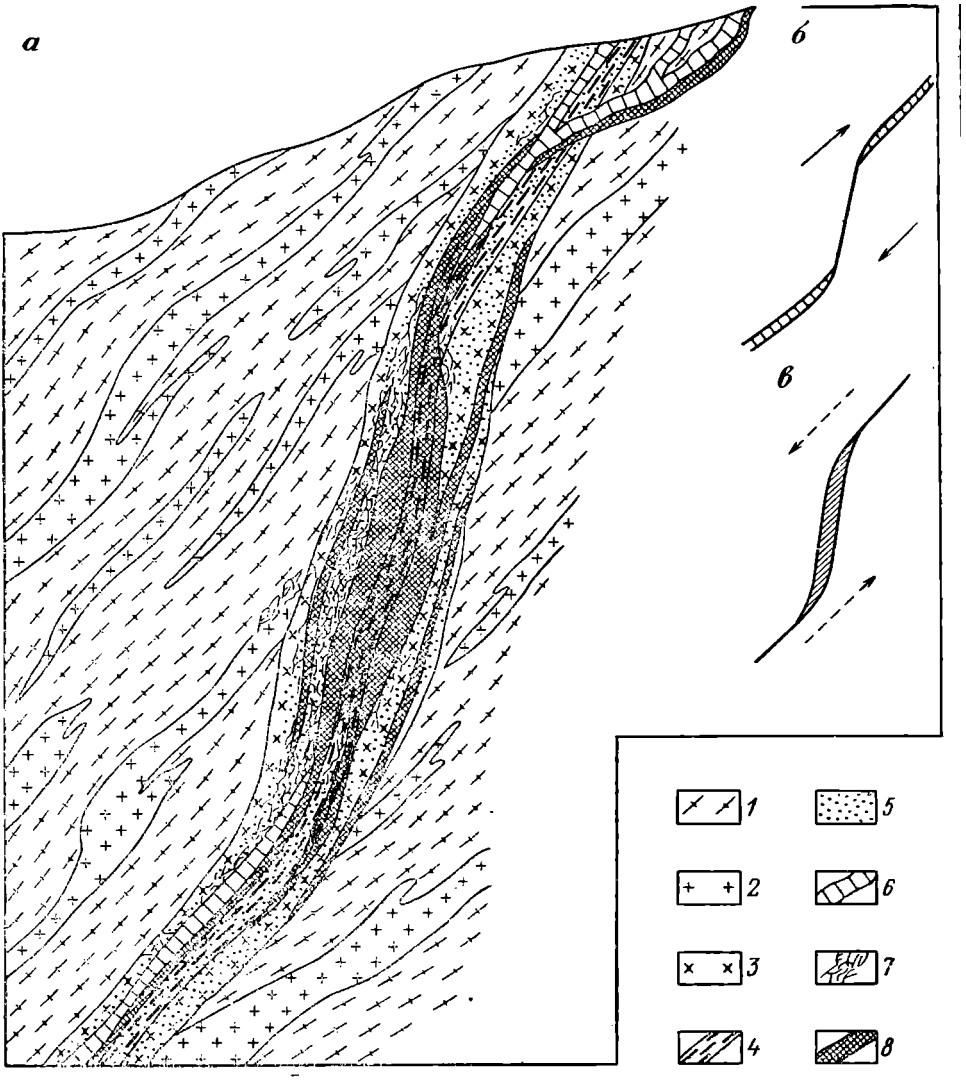


Рис. 49. Приуроченность раздува рудного тела на бранneритовом месторождении к крутопадающей части разлома. По В. А. Крупенникову и др. [157].

а — разрез, *б* — схема перемещений блоков пород по разлому во время образования барит-кварцевых жил, *в* — то же, во время рудоотложения.

1 — кристаллические сланцы и гнейсы; *2* — граниты; *3* — кварц-полевошпатовые породы; *4* — бластомилониты, образованные за счет даек диоритов; *5* — пирит-карбонат-калишпатовые метасоматиты; *6* — барит-кварцевые жилы; *7* — барит-кварцевые прожилки; *8* — рудные тела

разрывов и контролируют в разломах положение рудных залежей и месторождений (рис. 50).

Формы рудных тел разнообразны и определяются в основном структурными факторами. Встречаются жильные и жилообразные рудные тела, столбообразные и уплощенные штокверкоподобные залежи, мелкие гнезда. В разломах всех типов преобладают жильные и жилообразные тела простой и сложной

формы. Они приурочены как к единичным рудоносным нарушениям, так и к их системам. Уплощенные столбообразные и штокверконодобные залежи, а также мелкие гнезда обычно контролируются узлами пересечения или сопряжения главным образом продольных разрывов. В отдельных случаях положение и морфология рудных тел определяются поперечными дорудными зонами трещиноватости с кварцевыми прожилками и бластомилонитовыми швами, по-видимому ограничивавшими проникновение рудоносных растворов вдоль разломов и, таким образом, игравшими роль своеобразных экранов. В таких участках в лежачем боку поперечных нарушений наблюдаются небольшие столбообразные рудные тела, а в висячем их боку основные разломы северо-западного простирания, как правило, на некотором протяжении остаются безрудными.

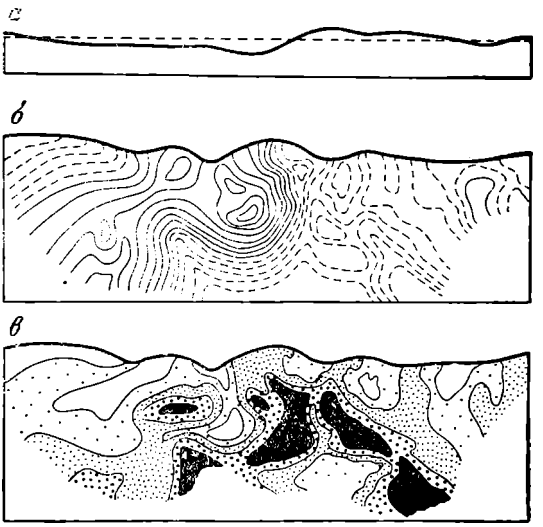


Рис. 50. Размещение уранового оруденения относительно рельефа тектонической поверхности разлома.

а — изгиб разлома в плане, *б* — рельеф поверхности разлома в проекции на продольную плоскость (пунктиром показаны изолинии вогнутых, сплошной линией — выпуклых участков), *в* — распределение концентраций урана от наибольших (черный цвет) к наименьшим (редкие точки)

В крайних северо-западных флангах рудоносных разломов формы рудных тел резко осложнены мезозойскими интрузивами. Последние обычно образуют здесь многочисленные пологозалегающие дайки, пересекающие зоны разломов и расчленяющие рудные залежи на субгоризонтальные продольные блоки. Урановое оруденение отсутствует не только в пострудных, но и в дорудных дайках, не благоприятных по физико-механическим свойствам для массового развития рудоносных брекчий.

Генетические особенности месторождений. Согласно определениям абсолютного возраста [97], формирование браннеритовых руд происходило в позднеюрское — раннемеловое (145 ± 20 млн. лет) время, в одну эпоху с мезозойским магматизмом (160—110 млн. лет). Связь оруденения с магматизмом не ограничивается лишь возрастной аналогией и пространственной близостью. Первый, основной урановорудный этап гидротермальной деятельности протекал после внедрения юрских щелочных пород калиевого ряда и начинался с широкого проявления именно калиевого метасоматоза (пирит-карбонат-калишпатовые метасоматиты). По данным Я. Д. Готмана, браннеритовым рудам и дорудным интрузивам присущ ряд общих геохимических особенностей, в частности наличие повышенных количеств одних и тех же элементов-примесей. В то же время из гидротермальных образований лишь поздние сульфидно-карбонатно-кварцевые прожилки тесно пространственно и, по-видимому, генетически связаны с мезозойскими интрузивами. Что касается браннеритовых руд, то их минеральный состав одинаков как на северо-западе района, вблизи мезозойских интрузивов, так и на расстоянии 15—20 км от них, в юго-восточных флангах рудоносных разломов. Совокупность всех изложенных данных указывает на парагенетическую связь урановосных растворов

и мезозойских интрузивов, под которой понимается связь и тех и других с магматическим очагом. Выдержанность минерального состава руд на всем протяжении разломов и на значительном интервале (до 2 км) по вертикали свидетельствует об относительно глубоком залегании очага рудоносных растворов.

Источником рудного вещества в рудообразующих растворах могли быть не только магматический очаг, но и вмещающие гнейсы и граниты. На это указывает, в частности, изотопный состав свинца сульфидов из минерализованных зон [97]. По-видимому, из вмещающих пород заимствовался также титан, содержание которого в гнейсах и особенно в жильных диоритах достигает 0,5—1,5%, а в браннерите — около 25%.

Формирование верхних частей браннеритовых месторождений и рудопроявлений района происходило на небольшой глубине от поверхности, не превышавшей 600—800 м. Об этом свидетельствуют незначительная суммарная мощность кембрийских отложений платформенного чехла и юрских вулканогенно-осадочных образований и положение месторождений в разрезе вблизи нижней границы этих отложений. Постоянное присутствие в рудах пирита обусловлено закрытым характером разломов, не рассекавших платформенный чехол, и относительно высокой концентрацией анионов $[S_2]^{2-}$ в гидротермальных растворах. Это обстоятельство, а также однородность рудовмещающей среды (пирит-карбонат-калишпатовые метасоматиты, образованные за счет диоритов, бластомилонитов, кварц-полевошпатовых пород и гнейсов), вероятно, и обусловили большой вертикальный размах и выдержанность минерального состава урановых руд.

Гидротермальная деятельность протекала в условиях относительно низких температур. На это указывают как неустойчивость эпидота, замещаемого карбонатом при образовании пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов, так и определения температур образования отдельных жильных минералов по газово-жидким включениям. По данным А. И. Тугаринова и В. Б. Наумова [309], температуры гомогенизации газово-жидких включений в кальците из дорудных метасоматитов составляют 255—225° С, дорудных кварца и барита (барит-кварцевые жилы) 320—230°, пострудного кварца 220—170°, а поздних кальцита и флюорита соответственно 105—100° и 135—95° С.

Группа 2

ТОРИЙ-УРАНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В МАССИВАХ МОЛОДЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ЗОН КРАЕВЫХ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

Урановые месторождения этой группы, описанные Т. В. Билибиной, В. И. Донаковым и В. К. Титовым [31], локализуются в крупном массиве щелочных пород калиевого ряда, образованном в процессе мезозойской тектономагматической активизации докембрийского щита и приуроченном к узлу пересечения зон глубинных разломов двух направлений — северо-восточного и субмеридионального. Оба глубинных разлома имеют древнее заложение, длительную историю развития и характеризуются в мезозое крупными блоковыми сбросовыми и сдвиго-сбросовыми перемещениями, достигавшими по амплитуде многих сотен метров. В результате этих движений вдоль северо-восточного глубинного разлома, являющегося краевым, глубоко метаморфизованные породы кристаллического фундамента щита приведены в соприкосновение со слабо метаморфизованными породами платформенного чехла,

а вдоль субмеридионального — различные по возрасту и литологическому составу горизонты осадочного чехла (рис. 51).

По данным Т. В. Билибиной и др. [31], массив щелочных пород залегает на контакте пород кристаллического фундамента с осадочным платформенным чехлом и является сложным лакколитообразным вулкано-плутоном, сформированным на малой (400—500 м) глубине и в процессе многократных внедрений магматических расплавов. В его строении принимают участие три комагматические группы пород: 1) интрузивные щелочные и нефелиновые сиениты, пуласкиниты, сиенит-порфиры, щелочные пегматиты; 2) эффузивно-пирокластические и субвулканические породы — щелочные трахиты, фонолиты, тингуаиты, сельвсбергиты и их псевдолейцитовые разности, а также туфобрекчии и туфы; 3) интрузивные эгириновые граниты, кварцевые сиениты и грорудиты.

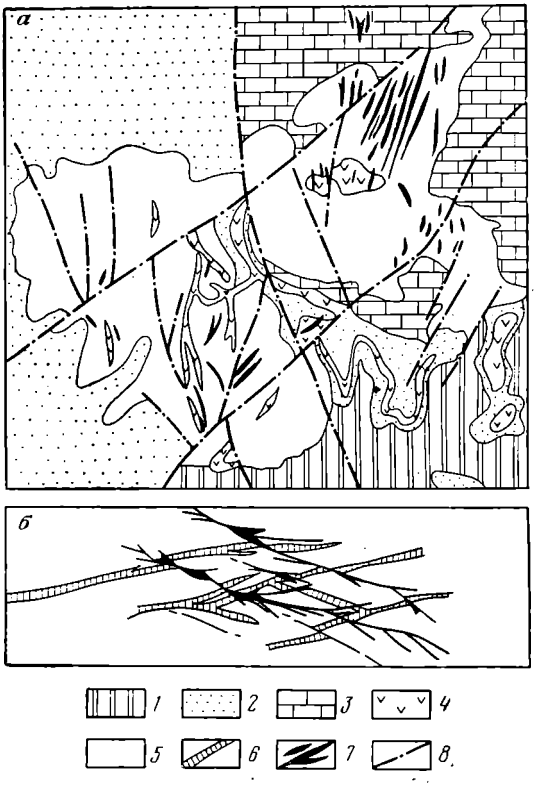


Рис. 51. Схемы размещения (*а*) и морфологии (*б*) урапоносных зон дробления в щелочном массиве. По Т. В. Билибиной, В. И. Донакову и В. К. Титову [31].

1 — метаморфические толщи кристаллического основания; *2* — отложения платформенного осадочного чехла песчано-глинистые; *3* — то же, карбонатные; *4* — эффузивно-осадочные щелочные породы; *5* — щелочные и нефелиновые сиениты; *6* — тингуаиты; *7* — урапоносные зоны и рудные тела; *8* — разрывные нарушения

Основная ча ть массива сложена щелочными интрузивами первой группы, образующими сложный лакколит. Эффузивно-пирокластические и субвулканические породы второй группы размещены по разрывам внутри лакколита, образуя вулканические купола, трубки взрыва, пластовые залежи туфов, чередующиеся с лавами, а также многочисленные дайки и неправильные субвулканические тела. Интрузивные эгириновые граниты и другие породы третьей группы распространены весьма ограниченно, образуют мелкие штоки, дайки и цемент трубообразных тел эруптивных брекчий.

Гидротермальная деятельность проявилась в два этапа. По данным Т. В. Билибиной и др. [31], дополненным В. А. Невским и П. С. Козловой [54], в первый этап были образованы постмагматические щелочные метасоматиты (калиевые, а затем и натровые) и ториеносные эгирин-анортоклаз-кварцевые жилы, ограниченно распространенные и генетически связанные с щелочными интрузивами первой группы. Во второй, основной, этап после завершения мезозойской магматической деятельности проявилась многостадийная гидротермальная деятельность, с которой связано образование уранового оруденения.

Гидротермальное урановое оруденение в основном локализовано в щелочном массиве и в незначительных масштабах во вмещающем его осадочном чехле.

Размещение оруденения подчинено разрывным нарушениям, возникшим после формирования пород первой группы и создавшим блоковую структуру массива ко времени окончания магматической деятельности. Направления крупных разломов, ограничивающих блоки, соответствуют направлениям основных глубинных разломов. Они контролируют размещение отдельных рудоносных участков и сопровождаются системой оперяющих трещин, вдоль которых в основном и развивается гидротермальная деятельность.

Рудоконтролирующие разломы представлены протяженными сбросами, сопровождаемыми полосами неравномерно деформированных, местами лишь трещиноватых пород (см. рис. 51, *а*). Амплитуды смещения по ним 100—150 м по вертикали и 300—500 м по горизонтали. К разломам причленяются небольшие сбросы и сбросо-сдвиги с вертикальной амплитудой перемещений не более первых десятков метров, а также зоны неравномерно трещиноватых, раздробленных и брекчированных пород. И те, и другие развиты преимущественно среди хрупких пород — пегматитов и крупнозернистых сиенитов.

Рудные тела представлены системами жил и сложных жилообразных ветвящихся залежей с многочисленными апофизами (см. рис. 51, *б*). Они располагаются в участках многократного приоткрывания разрывов вблизи мест их изгибов по простиранию и падению. Наиболее крупные из рудных тел приурочены к зонам дробления, имеют форму уплощенных столбов и линз и характеризуются развитием в основном брекчиевых и прожилковых руд.

Обычно в рудоносных разрывах совмещены различные по составу и возрасту жилы и минерализованные брекчии, принадлежащие к урановорудному гидротермальному этапу. Среди них Т. В. Билибиной и др. [31] выделены следующие последовательно формировавшиеся минеральные ассоциации: 1) кварц-баритовые жилы с флюоритом, сульфидами (халькопиритом, пиритом, сульванитом, блеклыми рудами, молибденитом, арсенопиритом) и уранинитом, распространенным спорадически; 2) урановосные брекчии и микробрекчии, являющиеся главными носителями урана; 3) жилы и прожилки дымчатого кварца, имеющие крустификационное строение и пересекающие урановосные брекчии.

Цемент урановосных брекчий и микробрекчий представлен тонкозернистым агрегатом кварца, флюорита, барита, карбоната, пирита, мельниковита, халькопирита, галенита, а также анатаза, апатита, гидрослюд и глинистых минералов. Урановые минералы — уранинит и урановая смолка — тесно ассоциируют с пиритом и образуют совместно с ним вкрапленность в цементе брекчий. В обломках урановосных брекчий присутствуют вмещающие породы и ранний кварц. В некоторых случаях намечается вертикальная зональность в размещении текстурных типов руд, выражающаяся в развитии в верхних частях рудных зон прожилкового, а на глубоких — брекчиевого оруденения.

Околорудные изменения развиты неравномерно и характеризуются развитием во вмещающих породах минеральных ассоциаций, близких по составу самим рудам (окварцевание, баритизация, флюоритизация, аргиллизация, карбонатизация, вкрапленность сульфидов). Урановосные зоны в эффузивах сопровождаются аргиллизацией, наряду с которой в кислых породах проявляется окварцевание. В ряде случаев отмечается наложение урановосных зон дробления на пегматиты, щелочные метасоматиты и торионосные кварцевые жилы, в связи с чем отдельные части некоторых рудных тел несут комплексное урановo-ториевое оруденение. Основными элементами-спутниками таких руд являются свинец, вольфрам, иттрий и иттербий.

Урановое оруденение и мезозойские щелочные породы массива имеют

единый структурный контроль, одни и те же элементы-спутники (свинец, таллий, молибден, серебро, висмут, вольфрам, олово) и близки по времени. От ранних членов магматического комплекса к поздним наблюдается постепенное уменьшение отношения тория к урану; эта же общая направленность характерна и для гидротермальной деятельности. Совокупность перечисленных фактов Т. В. Билибина и др. [31] рассматривают как доказательство парагенетической, а В. А. Невский и П. С. Козлова [54] — генетической связи уранового оруденения с магматическими образованиями.

КЛАСС Б

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОБЛАСТЕЙ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ПЛАТФОРМ

Как уже говорилось, активизированные платформы характеризуются сложным геологическим строением. Урановые месторождения располагаются в разновозрастных комплексах пород.

По структурным условиям локализации уранового оруденения выделяются три группы месторождения: 1) приуроченные к наложенным на платформенный чехол впадинам; 2) расположенные в платформенном чехле, контролируемые разрывами и складками; 3) пространственно связанные с молодыми интрузивами, находящимися в платформенном чехле или в фундаменте.

Группа 1

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В НАЛОЖЕННЫХ ВПАДИНАХ

Углубленный анализ геологии и рудоносности активизированных платформ показывает, что их рудовмещающие вулканогенно-осадочные и интрузивные комплексы по условиям образования, составу и характеру деформаций очень сходны с наземными терригенно-вулканогенными отложениями и интрузивным магматизмом верхнего структурного этажа активизированных складчатых областей. Сходны и геологические структуры урановых месторождений, приуроченных к этим поздним комплексам пород (см. соответствующие разделы книги).

Рудовмещающие осадочно-вулканогенные отложения периода активизации платформ выполняют разнообразные эрозионно-тектонические и вулкано-тектонические впадины. Форма этих депрессий в значительной мере определяется тектоническими разрывами. Эрозионно-тектонические депрессии заполнены в основном терригенными пестроцветными отложениями, нередко содержащими покровы андезито-базальтов. Суммарная мощность этих пород изменяется в широких пределах, но обычно не превышает 1500—2000 м. Вулкано-тектонические депрессии сложены преимущественно вулканитами основного и кислого состава, содержащими прослои осадочных пород; общая их мощность до 1000—1500 м. Фациальный состав, мощность и условия залегания вулканогенно-осадочных пород, а также особенности размещения поздних интрузивов во многом обусловлены особенностями строения фундамента депрессий.

Поздние рудовмещающие интрузивы, жерловые фации и урановое оруденение размещаются в различных крутопадающих и пологих разрывных нарушениях, чаще всего вблизи пологих бортов депрессий, на участках пересечения

и сопряжения разломов. Интенсивность проявления оруденения зависит также от положения в разрезе благоприятных вмещающих пород и горизонтов, играющих роль экранов для рудоносных растворов.

Основные рудные тела рассматриваемых месторождений имеют ленто- и пластообразную форму и обычно небольшую мощность, но нередко протягиваются с перерывами на значительное расстояние. Распределение оруденения внутри рудных тел зависит от рельефа поверхности фундамента и внутреннего строения рудоконтролирующих пологих разрывных нарушений. Обогащенные участки приурочиваются к изгибам пологих разрывов и местам пересечения и сопряжения их с крутопадающими разломами.

В пределах рассматриваемых месторождений широко развиты также рудные тела, контролируемые крутопадающими разломами и имеющие жилообразную и неправильную форму и сложное трещинно-прожилковое строение. Они обычно приурочены к хрупким вулканогенным породам и характеризуются большой протяженностью, а иногда и мощностью. Нередко их морфология и внутреннее строение в значительной мере определяются формой залегания и строением жерловых и субвулканических фаций. Урановое оруденение обычно не распространяется в породы фундамента депрессий.

Процесс формирования месторождений протекал в несколько стадий минерализации и начался с образования кварцевых и карбонатных жил. Для последующей урановой стадии характерно выделение коффинита и настурана, ассоциирующих с гематитом, самородным мышьяком, молибденитом, сульфидами железа, сфалеритом, флюоритом, баритом и глинистыми минералами. В послерудную стадию отлагались кварц, глинистые минералы, карбонаты, флюорит, барит и сульфиды железа. Рудоносные зоны сопровождаются аргиллизацией и гематитизацией вмещающих пород.

Типичный пример урановых месторождений, приуроченных к молодым интрузивам гранитоидов, прорывающих вулканогенно-осадочные отложения наложенных впадин мезо-кайнозойской активизации, приведен на рис. 52. Вблизи контактов с вмещающими осадочно-вулканогенными породами в гранитах сохранилось много ксенолитов, слюдистых песчаников, андезитов и кварцевых порфиров, а породы массива обладают тонкозернистым строением и по внешнему облику приближаются к эффузивам. Он прорван более молодыми штоками гранитоидов и опоясывающими его дайками граносиенит-порфиров.

Рудовмещающие разрывы прослеживаются в эндо- и экзоконтактах интрузива и образуют несколько систем крутопадающих разрывов. Вблизи интрузива в пологозалегающих вулканогенно-осадочных породах широко развиты согласные разрывные нарушения, нередко также вмещающие урановое оруденение. Они частично проникают и в интрузив. Урановое оруденение представлено жильными и штокверковыми зонами, прослеживающимися на значительную глубину. В местах сопряжения крутопадающих и пологих разрывных нарушений образуются рудные тела более сложной формы. В участках пересечения рудными телами контактов гранитоидов с вмещающими породами форма и внутреннее строение их значительно изменяются. В рудоносных зонах месторождений развито собственно настурановое или урановое оруденение в ассоциации с кварцем, пиритом, карбонатами, флюоритом и другими минералами. Оруденение пересекает все осадочные, эффузивные и интрузивные породы, но залегает преимущественно в граносиенит-порфирах.

Гипабиссальный облик гранитов, обилие в них ксенолитов вмещающих пород, концентрическое расположение жил по периферии массива, пространственная и временная близость уранового оруденения с последними — все это

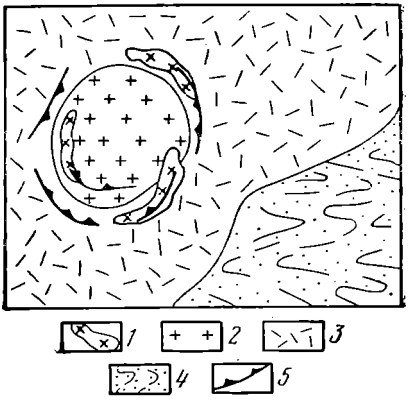


Рис. 52. Схема геологического строения уранового рудного поля, приуроченного к молодому гипабиссальному интрузиву гранитоидов.

1 — гранит-порфиры, сиенит-порфиры; *2* — граниты структурного этажа мезо-кайнозойской активизации; *3* — вулканогенно-осадочные породы; *4* — филлиты, серицитовые сланцы и углисто-кремнистые сланцы платформенного чехла; *5* — урановосные зоны

указывает на единство магматического очага, породившего как сами близповерхностные гранитоидные интрузивы, так и приуроченное к ним урановое оруденение [51].

Группа 2

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ПЛАТФОРМЕННОМ ЧЕХЛЕ, КОНТРОЛИРУЕМЫЕ РАЗРЫВАМИ И СКЛАДКАМИ

Согласно нашим данным [51], в слабо метаморфизованных осадочных породах платформенного чехла (средний структурный этаж) влияние складчатых структур на локализацию уранового оруденения выражено резче, чем в верхнем и нижнем структурных этажах. В чехле складки выступают как ведущие элементы структурного контроля в комбинации с разрывными нарушениями. Последние в одних случаях развиваются параллельно общему простиранию пликативных структур, в других — по самостоятельным направлениям, независимо от них.

Разрывные нарушения первого типа характерны для тех относительно узких тектонических зон, которые располагались на границах синклинориев и антиклинориев и в течение платформенной стадии развития испытывали интенсивное прогибание. Разрывы второго типа отражают положение секущих разломов, развитых в отложениях нижнего структурного этажа и возникших в период активизации. К таким секущим разломам нередко приурочены и молодые интрузивы.

Важную роль в размещении уранового оруденения в платформенном чехле играют и литологические факторы — наличие обогащенных органическим веществом или пиритизированных слоев, а также экранирующих горизонтов. В отличие от собственно урановых месторождений верхнего структурного этажа (группа 1) урановое оруденение, приуроченное к платформенным осадочным породам, характеризуется более сложным минеральным составом, присутствием в рудах молибдена, кобальта, никеля, мышьяка, таллия, рения и других цветных и редких металлов. Помимо урановой смолки в рудах иногда устанавливается урансодержащее органическое вещество. Рудные тела линзо- и столбообразные, согласные с залеганием рудовмещающих осадочных свит.

Некоторые из рудных полей размещаются в сложно построенных прогибах, центральные части которых представлены узкими линейными складками, усложненными согласными надвигами, а в периферических частях развиты

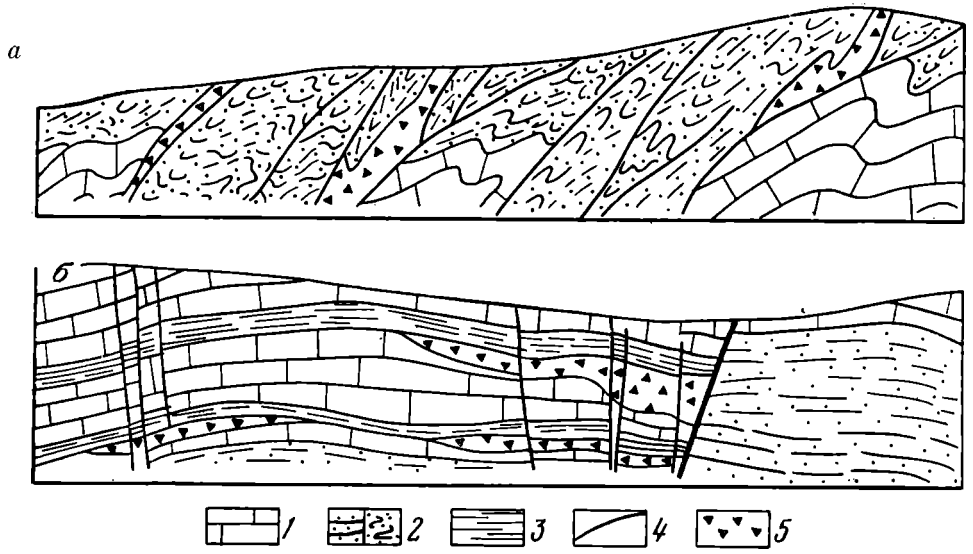


Рис. 53. Схемы геологического строения урановых рудных полей в платформенных отложениях:

а — в интенсивно дислоцированных, *б* — в слабодислоцированных.
1 — известняки, доломиты; *2* — песчаники, слюдистые и кремнистые сланцы; *3* — мергели, глинистые сланцы; *4* — разрывные нарушения; *5* — урановосные брекчии

более пологие складчатые сооружения. Заполняющие прогибы осадочные породы выражены непрерывной серией и дислоцированы по единому плану, однако в связи с неоднородностью разреза тектоническое строение его нижней сланцево-карбонатной и верхней песчано-сланцевой частей различное (рис. 53, *а*).

Сланцево-карбонатные отложения собраны в четкие линейные складки. Антиклинали имеют широкие пологие своды, в ядрах синклиналей развиты изоклинальные складки высшего порядка. Разрывные нарушения тесно связаны со складками, повторяют их изгибы по простиранию и падению и развиваются обычно на контактах карбонатных пород с песчаниками и сланцами.

Характерной чертой тектоники верхней песчано-сланцевой толщи является ведущая роль разрывных нарушений. В участках, нарушенных сравнительно слабо, песчаники и сланцы образуют линейные складки, ориентированные подобно складкам сланцево-карбонатной части разреза. Вблизи разломов пласты сильно перемяты и рассечены многочисленными разрывными нарушениями. Крупные согласные плоскости скалывания — надвиги отделяют песчано-сланцевую толщу от подстилающих известняков.

Урановосные зоны дробления протягиваются в длину на много километров и падают почти параллельно осевым поверхностям складок. Чаще всего они развиваются в горизонтах кремнистых и углисто-кремнистых сланцев верхней части разреза и представлены мелко- и грубообломочными брекчиями с кварцевым цементом. Кроме того, в песчано-сланцевых отложениях развиты более молодые разломы того же простирания. Обычно они имеют меньшие углы падения и на глубине косо пересекают зоны окварцевания в виде чешуйчатых параллельных надвигов.

Гидротермальное урановое оруденение распространено как в нижней, так и в верхней частях платформенного чехла. В нижней, существенно карбонатной части разреза на периферии рудных полей оно приурочено к скарновым залежам полиметаллических руд, где развивается в виде системы тонких жил и прожилков. Главная же масса урановых руд размещается в верхней, песчано-сланцевой части разреза и залегает в зонах дробления и окварцевания в виде уплощенных рудных столбов. При этом вдали от крупных межформационных надвигов, отделяющих песчано-сланцевые отложения от подстилающих известняков, оруденение избирательно приурочено к черным существенно кварцевым метасоматическим породам, образовавшимся за счет глинисто-углистых сланцев, а вблизи надвигов локализуется вне зависимости от литологического состава окварцованных пород в брекчиях с пиритовым и кварц-пиритовым цементом.

В гидротермальном рудном процессе выделяются две стадии минерализации: ранняя — кварц-пиритовая и поздняя — настуран-кварц-молибденитовая, в течение которой отложились сфалерит, халькопирит, сульфиды никеля и других металлов. Вблизи настуран-кварцевых прожилков черные кварцевые метасоматиты осветлены вследствие окисления содержащегося в них органического вещества.

Обычно в характеризуемых рудных полях отсутствуют сколько-нибудь значительные выходы молодых изверженных пород, и только в редких случаях в рудоносных зонах отмечаются дайки порфиритов, сильно измененные гидротермальными процессами.

Иная комбинация разломов и складок характерна для рудных полей, размещающихся в платформенном чехле на значительном расстоянии от молодых интрузивов. Такие рудные поля располагаются в карбонатно-песчано-сланцевых отложениях нижней части платформенного чехла, залегающих с резким угловым несогласием на филлитах, шиферах и кварцитах нижнего структурного этажа. Платформенные отложения смяты в пологие удлиненные брахиантиклинали и брахисинклинали и рассечены разрывными нарушениями двух направлений: пологопадающими согласными надвигами и крутопадающими поперечными сбросами. Первые сопряжены со складками и локализуются на контактах карбонатных и терригенных пород, вторые рассекают складки и прослеживаются в виде мощных зон дробления и сближенных тектонических трещин далеко за пределы рудных полей (см. рис. 53, *б*).

Гидротермальное урановое оруденение локализуется в местах пересечения крутопадающими сбросами брахиантиклиналей — замковых частях или на крыльях последних. Во всех случаях рудовмещающей является карбонатно-сланцевая пачка, подстилаемая песчаниками и сланцами мощностью в несколько сот метров. Вблизи сбросов развиты многочисленные разрывные нарушения двух систем: параллельные им, крутопадающие, и пологие, согласные с напластованием пород. Межпластовые разрывные нарушения, как правило, развиваются в доломитизированных известняках под экраном известково-глинистых или глинистых сланцев и сопровождаются интенсивно окварцованными брекчиями. Именно в этих межпластовых брекчиях в висячем боку сбросов и локализуется урановое оруденение. Убогая урановая минерализация развита в виде пологих пластообразных залежей; более богатые рудные тела тяготеют к верхнему контакту окварцованных брекчий.

Урановые руды представлены брекчиями доломитизированных известняков с черным мелкозернистым цементом, состоящим из кварца, мельниковит-пирита, органического вещества и серицита. Обломки частично замещены

агрегатом кварца, барита и халцедона. Уран содержится в урановой смолке и в органическом веществе. Помимо урана в межпластовых зонах в заметных количествах присутствуют молибден, таллий, рений, сурьма и некоторые другие металлы.

Группа 3

МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ПРОСТРАНСТВЕННО СВЯЗАННЫЕ С МОЛОДЫМИ ИНТРУЗИВАМИ, СРЕДИ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА ИЛИ ФУНДАМЕНТА

Рассматриваемые массивы изверженных пород образованы в процессе активизации [51], но оруденение обычно отделено от их становления значительным временным перерывом. В противоположность близповерхностным интрузивам и экструзивам, пересекающим все осадочно-вулканогенные отложения верхнего структурного этажа, они образованы в более глубинных условиях и размещаются за пределами зон интенсивного молодого вулканизма.

Урановые рудные поля рассматриваемой группы часто располагаются в массивах порфировидных двуслюдяных гранитов, которые вблизи контактов с вмещающими осадочными породами переходят в более мелкозернистые разности или в аплитовидные мусковитовые граниты. Осадочные породы представлены филлитами, серицитовыми, кварц-серицитовыми сланцами, кварцевыми песчаниками, а также углисто-глинистыми сланцами.

В отличие от окружающих слабо метаморфизованных осадочных отложений жесткие тела интрузивных пород испытывают хрупкие деформации с образованием четко выраженных трещинных структур. При этом общий план ориентировки разрывных нарушений в значительной мере определяется ориентировкой складок и разрывов в осадочных толщах. В районах с более сильно дислоцированным чехлом в массивах гранитоидов формируются и более многочисленные системы разрывных нарушений. На тех же площадях, где платформенные отложения собраны в пологие брахиантиклинали и брахисинклинали, в молодых интрузивах проявлены два-три направления разрывов.

Дизъюнктивные нарушения, рассекающие интрузивы, служат путями внедрения молодых даек порфиритов и вмещают основную массу уранового

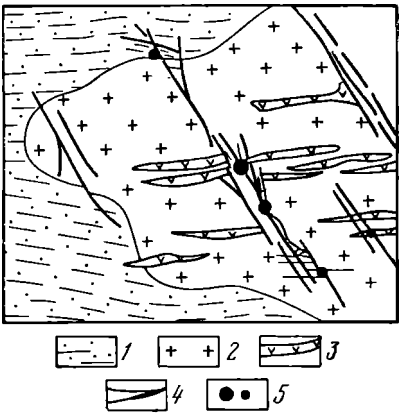


Рис. 54. Схема геологического строения уранового рудного поля, связанного с гранитоидным интрузивом в платформенном чехле.

1 — песчаники, филлиты, слюдистые сланцы; *2* — гранитоиды; *3* — дайки порфиритов; *4* — разрывные нарушения; *5* — урановые месторождения и проявления

оруденения. Некоторая часть урановых руд локализуется в экзоконтактах интрузивов — в зонах согласных и секущих разрывных нарушений (рис. 54). Урановые руды обычно монометальные и относятся к настуран-кремнисто-флюоритовой минеральной ассоциации. Более крупные разломы нередко вмещают мощные жилы белого кварца, имеющего гребенчатое или массивное строение. Разломы смещают контакты гранитов с осадочными породами, продолжаются среди последних в виде зон трещиноватости и постепенно затухают. Дайки порфиритов, залегающие в массивах гранитоидов в виде протяженных поясов, при подходе к крупным разломам обычно увеличиваются в мощности и тупо выклиниваются.

Крупные разломы, выполненные жилами раннего белого кварца, минерализованы только на тех участках, где наблюдается поздний халцедоновидный кварц черного или красного цвета. Главная масса урановых руд залегает в более мелких разрывных нарушениях, в зонах дробления, катаклаза и милонитизации длиной в сотни метров — несколько километров и мощностью несколько метров. Нередко урановое оруденение приурочено к тем интервалам разрывов, где они пересекают дайки диоритовых порфиритов или сопрягаются с ними. При этом в дайках развиваются урановорудные жилы и штокверковые зоны, выклинивающиеся при переходе во вмещающие граниты. Однако в условиях интенсивной тектонической подготовки и интенсивных дорудных гидротермальных изменений влияние литологических факторов отходит на второй план, и урановые руды локализуются как в диоритовых порфиритах, так и в гранитах. При этом случае рудовмещающие зоны дробления и катаклаза пород сопровождаются параллельными и диагональными трещинами с глинкой трения и милонитами. Эти трещины вне зависимости от состава боковых пород выполнены ураноносными жилами брекчиевой текстуры, а в клиновидных блоках между жилами развиты штокверки линзо- и столбообразной формы.

Когда рудоносные разрывные нарушения пересекают контакты гранитных массивов и переходят в осадочные породы, их морфология и характер заполнения резко изменяются. В местах соприкосновения гранитов с осадочными породами разрывные нарушения выполнены тектонической глинкой трения, а еще дальше, в осадочных породах, они переходят в зоны повышенной трещиноватости и рассланцевания. Типичные для массивов кварцевые жилы за пределы гранитов не выходят. Однако вблизи секущих разрывных нарушений в области экзоконтакта осадочные породы заметно окварцованы, причем зоны окварцевания, согласные со слоистостью, содержат урановое оруденение.

Кварцевые жилы, залегающие в гранитах, сопровождаются мощными ореолами березитизированных пород и образованы в две стадии. К ранней стадии относится отложение молочно-белого, часто гребенчатого кварца, к поздней — халцедоновидного кварца различных цветов: черного (с пиритом), сургучно-красного (с гематитом) и светло-серого (не содержащего включений других минералов). Выделение флюорита, карбонатов, а также рудных минералов происходило в конце второй стадии.

Минеральный состав руд изменяется в зависимости от типа боковых пород. В гидротермально измененных гранитах настурановые руды характеризуются преобладанием халцедоновидного кварца, пирита, марказита и подчиненным количеством хлорита и флюорита. В диоритовых порфиритах настуран ассоциирует с хлоритом, флюоритом, карбонатами, кварцем и пиритом. Наконец, за пределами гранитных массивов в окварцованных песчаниках развито собственно настурановое оруденение.

КЛАСС В

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В АКТИВИЗИРОВАННЫХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ

Как известно, тектоно-магматическая активизация играет исключительно большую роль в преобразовании различных геологических структур земной коры и определяет особенности металлогении многих районов [274, 237, 22, 324, 205, 113, 344, 317, 105, 164 и др.]. Процессы активизации широко и интенсивно проявились в фанерозойских областях завершенной складчатости. С периодом активизации складчатых областей связано формирование разнообразных рудных, в том числе и гидротермальных урановых месторождений.

Общей особенностью геологии активизированных складчатых областей является развитие двух структурных этажей. Нижний из них сложен нижними частями разреза фанерозойских образований, смятых в складки и прорванных крупными массивами гранитоидов. Верхний структурный этаж формировался после значительного перерыва, сопровождавшегося размывом нижнего, и представлен осадочными, эффузивными и интрузивными образованиями, возникшими в процессе мезозойской и кайнозойской тектоно-магматической активизации. Урановое и гидротермальное оруденение других металлов характеризуется специфическими особенностями и приурочено преимущественно к различным депрессиям и вулканическим куполам, сложенным упомянутыми породами. Однако оно широко развито также и в образованиях фундамента. В активизированных складчатых областях выделяются четыре группы гидротермальных урановых месторождений (см. табл. 5).

Группа 1

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЯХ НАЛОЖЕННЫХ ПРОГИБОВ

Структурно-геологические позиции и основные черты геологического строения рудных полей месторождений рассматриваемого типа освещены М. Д. Пельменевым [238]. Учитывая изложенные им данные и суммируя результаты личных исследований, ниже приводится характеристика типичного месторождения, располагающегося в прибортовой части крупной сложно построенной эрозионно-тектонической впадины. Фундамент ее представлен в основном протерозойскими кристаллическими сланцами и палеозойскими гранитами, пересекается различными разломами и оказывает большое влияние на состав, мощность и условия залегания рудовмещающих вулканогенно-осадочных пород.

Месторождение локализовано непосредственно в выположенной части впадины, осложненной здесь уступом древнего «перерожденного» сброса. Кристаллический фундамент и обрамление впадины в пределах рудного поля сложены гранитами и гранито-гнейсами. Верхний структурный этаж представлен образованиями трех ритмов. В составе первого принимают участие плотноупакованные пестроцветные, местами красноцветные массивные валунно-глыбовые конгломераты, переходящие вверх по восстанию в слоистую, интенсивно дифференцированную песчано-конгломератовую пачку; последняя в свою очередь перекрывается мощным телом липаритовых игнимбритов. Основные рудовмещающие породы — образования второго ритма — ложатся с глубоким размывом и угловым несогласием на названные породы. В основании ритма

выделяется конгломерато-гравелитовая пачка, сложенная грубослоистыми пролювиальными осадками со слабо окатанным грубообломочным материалом и песчано-гравийным базальным цементом. В низах пачки местами залегает пласт липарито-дацитовых туфов. Вверх по разрезу наблюдается уменьшение размерности обломочного материала, заметно улучшается его слоистость; верхи ритма сложены тонкослоистыми озерными песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Завершают разрез вулканогенно-осадочные породы третьего ритма: покровы лав и туфов основного — среднего состава, разделенные и перекрываемые пластами мелкообломочных осадков.

Общей особенностью разреза терригенных образований является уменьшение размерности обломочного материала от бортов желобов к центральным частям и вверх по разрезу. Для верхней песчано-конгломератовой пачки нижнего ритма и нижней конгломерато-гравелитовой пачки второго ритма характерна повышенная дифференцированность разреза и контрастность гранулометрического состава контактирующих слоев. Петрографический состав грубообломочного материала осадков почти исключительно гранитоидный. Начиная со следов в песчано-конгломератовой пачке нижнего ритма и возрастая до первых процентов в озерных отложениях верхов разреза, в терригенных породах присутствует обугленный растительный детрит.

Разнообразие состава и строения пород рудного поля обусловило весьма значительную изменчивость их физико-механических свойств. Соотношение модуля упругости и предела прочности на сжатие неизмененных разностей указывает на повышенную способность к пластическим деформациям тонкообломочных осадков и туфогенных пород; грубообломочные породы и игнимбриты при общей их повышенной прочности склонны к хрупким деформациям. Дорудные гидротермальные преобразования пород существенно изменяют их механические константы и нарушают общую тенденцию и пропорциональность этого ряда: упругость и прочность пород в целом снижаются, однако среднеобломочные разности — гравелиты, мелкогалечные конгломераты с гравийной заполняющей массой, грубозернистые песчаники — изменяются заметно сильнее. В связи с этим основным эффектом предрудных гидротермальных процессов является существенное увеличение контрастности физико-механических свойств пород: чередование высокопластичных прослоев с хрупкими пористыми породами.

Рельеф кристаллического фундамента рудного поля характеризуется наличием узких продольных желобов с крутыми склонами, осложненных поперечными выступами и заливами. Желоба и выступы имеют эрозионно-тектоническую природу. Развивающиеся вдоль их склонов крутопадающие зоны трещиноватости хотя и пересекают контакт фундамента, но не вызывают существенных смещений и довольно быстро затухают в вулканогенно-осадочных породах.

Образования первого ритма выполняют желоба, испытавшие в дальнейшем инверсию наклона; суммарный наклон этих образований — слабый, согласный общему падению моноклиналей. Образования второго ритма и более молодые породы наклонены под углами 15—20° в сторону бортового разлома.

На фоне общего погружения слоев в строении толщи отмечаются антиклинальные и синклинальные перегибы, обычно коррелирующиеся с рельефом фундамента. Не исключено, что природа таких брахиформ не тектоническая, а обусловлена неравномерным уплотнением пачек пород различного гранулометрического состава: относительно тонкообломочные осадки центральных частей желобов уплотняются интенсивнее грубообломочных отложений склонов.

Разрывы в различных породах проявлены по-разному. В гранитах фундамента крутопадающие нарушения субпараллельны основным продольным и поперечным разломам. Вдоль них установлены признаки многоактных перемещений, выражавшихся в процессе рудообразования сдвигами вдоль поперечных. В вулканогенно-осадочных породах проявлены крутопадающие и пологозалегающие протяженные (многие сотни метров) разрывы, сопровождающиеся зонами внутрипластовой секущей и согласной трещиноватости.

Среди крутопадающих разрывов преобладают поперечные сбросо-сдвиги, обычно оперяемые существенно сбросовыми продольными трещинами. Некоторые из этих разрывов рассекают все породы чехла впадины и вмещают дайки диабазовых порфиритов, и все они сопровождаются гидротермальными изменениями. По мере удаления от гранитов фундамента по восстанию изменяется угол падения сместителей и направление перемещений разорванных блоков: существенно сдвиговые смещения в прибазальных слоях сменяются малоамплитудными сбросовыми перемещениями и далее вверх по восстанию — мелкой секущей быстро затухающей трещиноватостью. Такие изменения происходят постепенно в монотонных слабослоистых осадках и скачкообразно — на границах пластов пород, существено отличающихся гранулометрическим составом и, как показано выше, физико-механическими свойствами.

Разрывы продольной системы также широко проявлены на площади рудного поля. Обычно они образуют широкие полосы кулисообразно расположенных трещин. Перемещения вдоль них существенно сбросовые с небольшими амплитудами. Падение трещин в придонных участках близвертикальное; по восстанию они выкручиваются до субперпендикулярных напластованию. Единичные разрывы с ровными выдержанными плоскостями, развитые в конгломератах, при переходе в гравелиты обычно сопровождаются кулисообразными субпараллельными, часто волнистыми трещинами и разветвляются на многочисленные невыдержанные трещины в песчаниках.

Среди разрывов на месторождении развиты и пологие, близко согласные со слоистостью. Из них выделяются срывы, развившиеся на границе структурных этажей, по контакту первого и второго осадочных ритмов, в подошве и кровле пласта туфов в базальной части второго ритма, а также на более высоких стратиграфических уровнях. Кроме того, в осадочных породах интенсивно развиты согласные межпластовые срывы. В мелкообломочных четкослоистых породах они представлены выдержанными протяженными концентрированными швами с глинкой трения; в грубообломочных неслоистых или слабослоистых породах они нередко косо секут слоистость и сопровождаются дроблением и мелкой разноориентированной трещиноватостью.

В пределах рудного поля в целом проявлена вертикальная структурная зональность; в прибазальных и прибортовых частях разреза — в грубообломочных слабослоистых осадках развита относительно редкая сеть протяженных крутопадающих разрывов с меньшим развитием пологозалегающих нарушений. Выше по разрезу в наиболее дифференцированной — анизотропной по физико-механическим свойствам его части (верхи первого — низы второго ритмов) количество разрывов обеих групп возрастает; среди крутопадающих трещин начинают преобладать продольные, на их морфологию и распространение по восстанию существенное влияние оказывают согласные срывы. Еще выше в разрезе существенно возрастает качественная и количественная роль согласных срывов; секущие трещины, рассредоточиваясь по площади, теряют непосредственную связь с «подводящими» разрывами, образуя зоны внутрипластовой секущей трещиноватости.

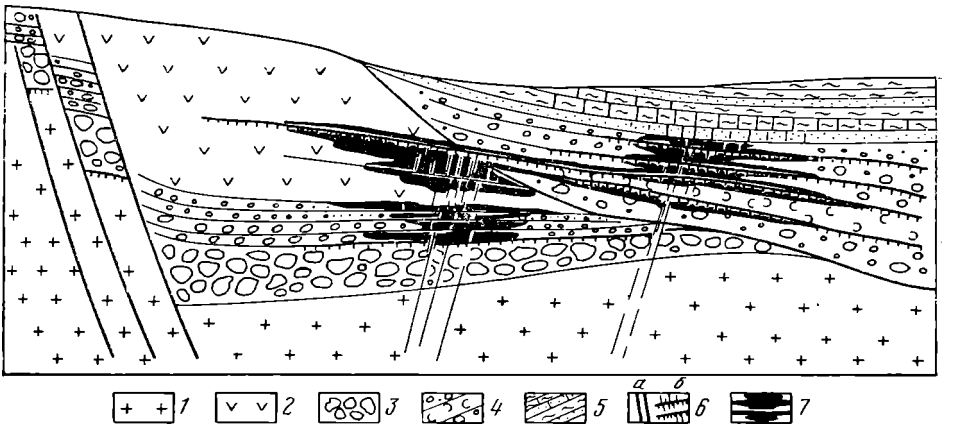


Рис. 55. Условия залегания рудных тел в прибортовой части впадины (схематический разрез).

1 — граниты нижнего структурного этажа; *2* — липаритовые игнимбриты; *3* — валунные конгломераты; *4* — разногалечные конгломераты, гравелиты, туфы; *5* — тонкослоистые песчаники, алевролиты; *6* — крутопадающие секущие (*а*) и согласные (*б*) разрывы и зоны трещиноватости; *7* — рудные тела

В пределах рудного поля промышленная урановая минерализация развита как в гранитоидах фундамента, так и в вулканогенно-осадочных образованиях: терригенных породах различных гранулометрических классов, в липаритовых игнимбритах и туфах липарито-дацитов (рис. 55). Основная масса руд сконцентрирована в верхах первого и низах второго осадочных ритмов; интервал оруденения по вертикали колеблется от десятков до ста метров.

В пределах рудовмещающих толщ оруденение развито неравномерно: в разрезе обычно выделяются несколько сложных рудных залежей двух основных морфологических типов. К первому из них относятся лентообразные, сравнительно выдержанные по мощности, протяженные тела с относительно равномерным содержанием урана. Контролируются они выдержанными согласными срывами в кровле и подошве пласта туфов липарито-дацитов. В пределах общей лентообразной залежи выделяются обогащенные участки, приуроченные обычно к изгибам контактного срыва, осложненного секущими разрывами, влияющими на размещение оруденения в прилегающих рудоносных пластах. Второй тип — это лентообразные или изометричные в плане и линзовидные, иногда гнездообразные многоярусные в разрезе залежи; представляют наибольший промышленный интерес. Они характеризуются повышенными мощностями, высокими содержаниями урана. С рудными залежами этого типа ассоциируют относительно слабо распространенные жилообразные и столбообразные рудные тела.

В деталях залежи второго типа имеют сложное строение, обусловленное сближенным залеганием рудных тел и обогащенных участков линзообразной, жилообразной, столбообразной или изометричной формы. Крутопадающие жилообразные тела, контролируемые продольными разрывами, вмещают небольшую часть оруденения, но играют существенную роль в генезисе форм сложных урановорудных залежей. Морфология их определяется сочетанием строения рудовмещающих разрывов и составом пересекаемых пород. В плотно сцементированных крутопадающих конгломератах урановая минерализация локализуется в полостях трещин, образуя маломощные, но типичные жилы

выполнения. При пересечении мелкогалечных конгломератов с гравийной заполняющей массой урановая минерализация образует комбинированную жилу — выполняя полость разрыва и поры прилегающих осадков. В пластах относительно мелкообломочных пород рудоносные разрывы расщепляются, и урановая минерализация насыщает трещиноватые блоки, образуя пологозалегающие рудные столбы. При достаточной выдержанности высокопористых пластов и интенсивном развитии в них послойной и секущей трещиноватости форма рудных тел становится линзообразной, а в некоторых случаях и пластообразной, при этом пространственная зависимость их от крутопадающих жил сохраняется. Таким образом, в отдельных многоярусных залежах стратифицированные линзообразные тела оказываются как бы нанизанными на крутопадающие жилы.

В отличие от рудовмещающих продольных крутопадающие поперечные разрывы в терригенных породах ограничивают продольные жилы, часто обусловливая тупое окончание линзообразных тел и сложных залежей в целом.

Каждый из блоков характеризуется специфичной рудонасыщенностью, размахом оруденения по вертикали, количеством, мощностью, положением в плане и разрезе рудных залежей, соотношением в них типов рудных тел и качеством руд. На участках повышенных мощностей резко дифференцированных по составу, подверженных хрупким (с преобладанием секущих разрывов) деформациям отложений размах оруденения наибольший. На участках, сложенных пачками четкослоистых тонкообломочных образований с развитыми концентрированными межпластовыми срывами и зонами развальцевания оруденение как бы прессуется, приближаясь к фундаменту, либо даже «вжимаясь» в него. В размещении фаций пород, отличающихся текстурно-структурными особенностями, интенсивностью проявления деформаций и тем самым «благоприятностью» для оруденения, в прибазальных частях оказывает влияние рельеф фундамента.

Таким образом, ведущим рудоконтролирующим фактором оруденения этого типа является структурно-литологический; размещение, морфология и сочетание в разрезе и на площади рудных тел определяются в конечном счете физико-механическими свойствами пород (их хрупкостью, пористостью), а также типом и интенсивностью развития в них хрупких тектонических деформаций, что в сумме создает оптимальное для движения рудоносных растворов соотношение пластово-поровой и трещинной проницаемости.

Химический состав и физико-химические особенности пород рудного поля, в частности наличие рассеянного углистого материала, дорудных сульфидов железа, железистых карбонатов, оказывали благоприятное воздействие на рудоотложение, но лишь в деформированных участках, доступных для рудоносных растворов. В участках развития пород, окисленных в дорудное время промышленных концентраций урана не установлено. В этом случае оруденение отрывается от фундамента и локализуется над красноцветами.

Группа 2

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В СЛОЖНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СООРУЖЕНИЯХ

Урановосные вулканические сооружения активизированных складчатых областей значительно различаются по геологическому строению и истории формирования. Большая их часть относится к разнообразным бескальдерным депрессиям, но встречаются также рудоносные вулканические кальдеры и купола.

Урановые месторождения, приуроченные к этим вулканогенным сооружениям, характеризуются также неодинаковыми закономерностями размещения оруденения и условиями его формирования. Среди них целесообразно выделять два типа месторождений: а) в бескальдерных депрессиях и вулканических куполах, б) в вулканических кальдерах проседания.

Месторождения в бескальдерных депрессиях и вулканических куполах. Типичной провинцией распространения жильных урановых месторождений этого типа являются Скалистые горы США. Как известно, складчатые сооружения этих гор формировались в течение палеозоя, мезозоя и кайнозоя [98, 321, 120]. Они значительно преобразованы в процессе кайнозойской тектоно-магматической активизации [311, 113, 343]. Поздние сводово-глыбовые движения сопровождались интенсивной вулканической и интрузивной деятельностью. Вдоль глубинных продольных (субмеридиональных) и поперечных (широтных и северо-восточных) разломов образовались вулкано-тектонические депрессии и пояса развития малых интрузий, с которыми ассоциируют урановые и другие месторождения. Как правило, рудные поля занимают лишь часть вулкано-тектонических депрессий (рис. 56). Они вытягиваются вдоль рудоконтролирующих разломов или главных элементов строения вулкано-тектонических депрессий — их краевых зон, локальных выступов и зон разломов фундамента. Размещение отдельных из них определяется формой залегания субвулканических и жерловых фаций.

С периодом третичной тектоно-магматической активизации связывается образование многих крупных и уникальных месторождений различных металлов, в том числе и урана. Основные гидротермальные жильные урановые месторождения распространены в западном обрамлении плато Колорадо, а наиболее крупные гидрогенные (инфильтрационные) — в его пределах [347, 313, 320]. В структурном и генетическом отношениях большой интерес представляют гидротермальные месторождения урана округа Мэрисвейл, штат Юта. В этом районе урановые месторождения ассоциируют с вулканогенными породами серии Буллион-Каньон олигоценового возраста и более молодыми вулканитами серии Маунт-Белкнап, а также сопровождающими их интрузивами монцонитов, гранитов и риолитовых порфиров [119].

Серия Буллион-Каньон представлена разнообразными латитами (трахиандезитами), пироксеновыми андезитами и их туфами суммарной мощностью около 4 тыс. футов. Они выполняют крупные приразломные впадины, в фундаменте которых залегают, вероятно, толщи мезозойских осадочных пород. Главнейшие интрузивные массивы района, сложенные монцонитами и гранитами, внедрились после вулканогенных пород серии Буллион-Каньон, но, по-видимому, до вулканитов серии Маунт-Белкнап.

Серия Маунт-Белкнап представлена риолитами, риолит-порфирами и их туфами. Они распространены в пределах депрессий неравномерно и преимущественно вдоль крупных разломов фундамента. Эти вулканиты образуют непротяженные покровы и интрузивы дайко- и лакколитообразной формы, максимальной мощностью до 1500 футов.

На главных месторождениях округа Мэрисвейл урановое оруденение образует крутопадающие, нередко разветвляющиеся жилы, залегающие в различных вмещающих породах. Известны также крутые и пологие рудные тела неправильной формы (рис. 57), локализованные в агломератах и других вулканических породах, по-видимому, слагающих вулканические жерла и субвулканические интрузивы. В пределах рудных тел урановое оруденение распределяется неравномерно. Отмечается, что на содержание урана в рудах влияют

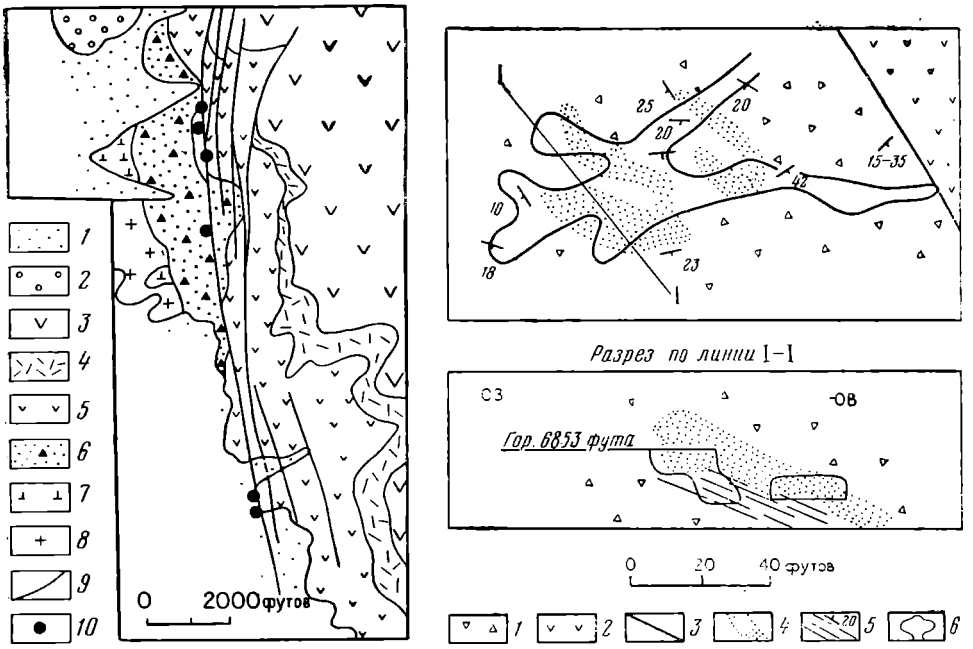


Рис. 56. Геологическая карта района Кингс Ривер, округ Гумбольд, штат Невада, США. По Б. Шарпу (1958 г.).

1 — аллювиальные отложения; *2—7* — миоценовые породы: *2* — озерные отложения, *3* — риолиты, *4* — витрофиры, *5* — риолиты, *6* — агломераты, *7* — диабазы (инструзивные и излившиеся); *8* — гранодиориты (юра); *9* — тектонические разрывы; *10* — радиоактивные аномалии

Рис. 57. Рудные тела в риолитовом агломерате округа Мэрисвейл, штат Юта, США. По Б. Шарпу (1958 г.).

1 — риолитовые агломераты; *2* — кварцевые монцониты; *3* — тектонический разрыв; *4* — рудные тела; *5* — флюидальность; *6* — горные выработки

внутреннее строение рудовмещающих разрывов и состав вмещающих пород [119]. Установлено, в частности, что концентрация урана в рудных телах несколько повышается в участках пересечения жил кварцевых монцонитов и снижается в гранитах и риолитах.

В месторождениях округа Мэрисвейл основной урановый минерал представлен настураном, ассоциирующим с пиритом, молибденитом, темным флюоритом, кварцем и некоторыми другими. Жильный флюорит образовался частично одновременно с урановой смолкой, частично позднее ее. Вмещающие породы урановых месторождений подверглись гидротермальным изменениям, проявившимся в хлоритизации и аргиллизации.

Месторождения в кальдерах проседания. Урановые месторождения верхнего структурного этажа рассматривались Ф. И. Вольфсоном, Л. П. Ищуковой и др. [315], В. И. Казанским, Н. П. Лаверовым [107] и др. Характерное рудное поле данного типа, так же как и ранее рассмотренные месторождения первой группы, тяготеет к выположенному борту позднемезозойской впадины, вытянутой вдоль продольного глубинного разлома древнего заложения.

Фундамент и ближайшее обрамление вулканического сооружения, контур которого может рассматриваться как граница рудного поля, сложены гнейсо-

видными крупно- и среднезернистыми гранитоидами со спорадически встречающимися в них ксенолитами древних кристаллических сланцев и мраморизованных известняков.

В стратиграфическом разрезе рудного поля выделяются две толщи. Нижняя из них представлена мощными стратифицированными телами базальтов и андезито-базальтов, чередующимися с покровами лав и игнимбритов дацитов. Среди вулканитов в подчиненном количестве и со значительно меньшей мощностью развиты терригенные и вулканогенно-осадочные образования — конгломераты, гравелиты с примесью, иногда весьма обильной, туфового материала. Эти образования залегают как в основании разреза, так и в средних его частях. Мощность каждого из выделенных покровов вулканитов, за исключением игнимбритов и пластов туфогенно-осадочных пород, на площади рудного поля изменяется весьма существенно, но в целом толща довольно выдержана, ее мощность несколько сот метров.

Породы верхней толщи сложены двумя комплексами: туфогенно-осадочным и фельзитовым. Первый залегает с размывом на породах нижней толщи в пределах локальной площади в центре вулканического сооружения и согласно перекрывается мощным монотонным фельзитовым комплексом. Завершается процесс формирования вулканитов рудного поля внедрением субвулканических тел и даек липаритов, граносиенитов и немногочисленных маломощных даек андезитов. Мощность верхней толщи сопоставима с мощностью нижней, но области наиболее полного их проявления в рудном поле не совмещаются.

Физико-механические свойства пород рудного поля весьма дифференцированы. Эффузивы основного состава (базальты, андезито-базальты, андезиты) характеризуются минимальной полной и эффективной пористостью, обладают высокими упругими, пластическими и достаточно высокими прочностными параметрами. Однако лавовые брекчии и агломераты этих пород характеризуются пониженной прочностью и упругостью, высокой общей пористостью и значительным водопоглощением. Прочность этих разновидностей весьма существенно снижается в водонасыщенном состоянии. Дациты и фельзиты по физико-механическим свойствам отличаются от других членов разреза и качественно сходны между собой. Они имеют высокую полную и эффективную пористость, большую прочность; по соотношению модулей упругости и коэффициента Пуассона отмечается склонность этих пород к хрупким деформациям. Породы туфогенно-осадочных прослоев обладают высокой пористостью, низкими значениями коэффициентов Пуассона и модуля упругости, что характеризует эти породы как относительно пластичные. Сиенит-порфиры и липариты субвулканических тел и даек обладают низкой пористостью, наиболее высокими прочностными и упругими параметрами. Вследствие частого переслаивания и различных сочетаний этих пород разрез их в целом приобретает весьма дифференцированный резко послойно-анизотропный облик.

Формирование осадочно-вулканогенных пород верхнего структурного этажа началось с накопления базальных терригенных отложений на всей площади впадины. Излияния лав и формирование агломератов и лавовых брекчий андезито-базальтов в основании толщи вулканитов носили трещинный характер и покрывали значительные территории, нивелируя резко расчлененный, допозднемезозойский рельеф. Каналы их излияния достоверно не выявлены, но, по-видимому, ими являлись продольные бортовые разломы впадины.

Извержение лав и игнимбритов дацитов, а также разделяющих их лавовых потоков андезитов и базальтов, вероятно, происходило также в виде трещинных излияний вдоль продольных разрывов, но к моменту их формирования

возникла кольцевая структура, к тому времени еще не обособившаяся от общей впадины. Лишь к концу формирования нижней толщи в результате интенсивной эксплозивной деятельности имело место относительно слабо выраженное кальдерное проседание, маркируемое площадью развития туфогенно-осадочного комплекса верхней толщи.

Интенсивная активизация поперечных разломов, подновленных вблизи первичной кальдеры и в бортах ее, прервала осадконакопление. В узлах пересечения их с функционировавшими ранее магмапроводящими продольными разрывами начали формироваться вулканические постройки центрального типа, поставлявшие кислые вулканиты — главным образом в форме огромных масс пирокластического материала. Высокий коэффициент эксплозивности вулканизма этого периода, огромные объемы изверженных продуктов обусловили второе кальдерное обрушение, в результате которого вулкано-тектоническая структура обособилась от параллельно развивающейся впадины.

В центрах извержений формировались экструзивные и субвулканические тела липаритов, а вдоль активизированных поперечных и обрамляющей зоны кольцевых разломов внедрились штоки и дайки сиенит-порфиров. Вулканический процесс завершился спорадически развитыми дайками андезитов, рассекающими по системе продольных разрывов весь осадочно-вулканогенный разрез. Тектонические движения продолжались еще некоторое время, но сопровождались уже формированием продуктов гидротермальной деятельности.

Тектонические элементы рудного поля развивались весьма длительное время в допозднемезозойский этап развития региона в связи с формированием впадины, затем обособившейся вулкано-тектонической структуры и, наконец, в гидротермальный этап. Все это приводило к подновлению древних разрывов фундамента, разрастанию их в породах верхнего структурного этажа, проявлению элементов прототектоники, объединению в протяженные зоны секущей трещиноватости, а также к образованию межслоевых согласных зон разрывов и полостей отслоения. Именно эта сложная сеть широко и интенсивно проявленных разрывов послужила основой и была унаследована тектоническими деформациями, непосредственно предшествовавшими гидротермальному преобразованию пород и рудоотложению.

Структурный анализ разрывов пород верхнего структурного этажа показал, что в стадию дорудных изменений в пределах отдельных участков рудного поля тектонические деформации протекали в обстановке относительно слабо выраженного сжатия в локальных полях напряжений, что сближает этот план деформаций с процессами кальдерного обрушения. В этот этап преобладали шарнирные сбросы по поперечным и отчасти продольным разрывам.

Собственно рудный гидротермальный процесс развивался на фоне принципиально иного плана деформаций — в обстановке единого поля напряжений при всестороннем сжатии и ориентировке оси максимальных сжимающих усилий, грубо параллельной поперечным разрывам. В этом поле напряжений формировались вновь образованные диагональные сдвиги, поперечные разрывы приоткрывались, а продольные оставались притертыми.

Общей особенностью пострудных деформаций являлось унаследованное приоткрывание преимущественно поперечных разрывов.

Все проявленные в пределах рудного поля нарушения сплошности пород подразделяются на собственно тектонические, вулкано-тектонические, протовулканические, на скрытые и сквозные различных порядков, линейные и кольцевые, крутопадающие и согласные с напластованием пород, рассекающие

всю толщу вулканитов либо формирующие внутрипластовые зоны трещиноватости.

К вулкано-тектоническим относятся разрывы, связанные не с региональными полями напряжений, а с формированием самого вулкано-тектонического сооружения. К ним прежде всего относятся кольцевые и полукольцевые разломы кальдерного ограничения, подновленные в этот этап отрезки ранее заложенных разрывов, наконец многочисленные сбросы, в некотором роде напоминающие сбросы, проявившиеся на крутых склонах гранитоидных валов фундамента, в бортах желобов эрозионных врезов, а также на склонах экструзивных и субвулканических тел.

Группу протовулканических разрывов составляют широко распространенные во всех разностях вулканитов трещины отдельности. В участках особо большой их плотности они влияют на проявление наложенных собственно тектонических нарушений. Это прежде всего относится к фельзитам, повсеместно разбитым преимущественно крутопадающей столбчатой отдельностью.

Скрытые разрывные нарушения хорошо проявлены лишь в гранитоидах фундамента. В вулканитах они представлены обычно сериями мелких трещин с незначительным смещением вмещающих пород. Это отдельные продольные конседиментационные нарушения впадины, а также синхронные субпараллельные им разрывы фундамента на площади собственно рудного поля, служившие каналами излияния вулканитов, а в промежутках между извержениями контролировавшие размещение эрозионных врезов. К этим нарушениям относятся также молодые диагональные сдвиги, весьма активно развивавшиеся в фундаменте, но, как правило, не проникавшие непосредственно в верхний структурный этаж.

Разрывы верхнего структурного этажа группируются в крутопадающие, секущие весь осадочно-вулканогенный разрез разломы, зоны мелкой внутрипластовой трещиноватости и пологопадающие разрывные нарушения. Последние по масштабам проявления сопоставимы с основными секущими, но генетически подчинены им. Наиболее крупные из них развиты по контакту гранитов фундамента и пород чехла, вдоль выдержанных тел вулканитов, особенно на контактах с туфогенно-осадочными породами, в низах фельзитового комплекса и на контактах других пород. Как правило, согласные швы и зоны развальцевания рассекаются и смещаются крутопадающими разломами, но сами активно гасят по восстанию и падению мелкую секущую внутрипластовую трещиноватость.

Зоны внутрипластовой трещиноватости развиты в пределах рудного поля повсеместно. Вследствие первичной прототектонической трещиноватости и повышенной хрупкости трещиноватости этого типа наиболее подвержены фельзиты, лавы дацитов, в меньшей мере приконтактовые части гранитов. В андезито-базальтах и плотных литифицированных конгломератах наблюдаются редкие, протяженные, но также не выходящие за пределы пластов и покровов крутопадающие нарушения, обычно сопровождающие секущие крутопадающие разломы. Генетически формирование большинства внутрипластовых зон трещиноватости связывается с развитием секущих разломов и блоковым перемещением вдоль них, а также с подвижками по неровным поверхностям сместителей пологозалегающих межпластовых срывов.

Крутопадающие тектонические разрывы фундамента и пород верхнего структурного этажа существенно отличны. В фундаменте широко развиты зоны развальцевания, дробления и катаклаза древнего заложения, параллельные основным региональным продольным разломам. Эти разрывы в виде «отраженных»

зон трещиноватости проникают в породы верхнего структурного этажа, «конседиментационно» подновляясь и наращиваясь в процессе формирования вулканитов.

В фундаменте рудного поля ведущая роль принадлежит молодым диагональным сдвигам. В плане последние образуют широкие протяженные зоны, представленные серией кулисообразных концентрированных швов. Большинство из них при подходе к верхнему структурному этажу выполаживаются и скользят вдоль контакта, обусловливая интенсивное дробление пород приконтактовой зоны. Над зонами сдвигов фундамента, перекрытых высокопластичными породами, разрывных нарушений в верхнем структурном этаже не наблюдается. Если на фундаменте залегают хрупкие породы, сдвиги фундамента также непосредственно не переходят в верхний структурный этаж, но над ними в вулканитах развиваются зоны сколовых нарушений, ориентированных по простиранию под углами 10—30° к сдвигам, оперяемым многочисленными трещинами отрыва. Простирание последних близко поперечно разрывам фундамента, но, как правило, эти системы разрывов не увязываются между собой ни пространственно, ни генетически. В то же время изучение кинематики развития и минерального выполнения сдвигов фундамента и сменяющих их по восстанию зон сколов и трещин отрыва верхнего структурного этажа, хотя и отличающихся по простиранию, позволяет сделать вывод об их генетической связи и синхронности развития.

Описываемые сопряженные сколы и трещины отрыва вытягиваются широкими полосами над сдвигами фундамента, активно взаимодействуя с ними (подновляя, рассекая), а в некоторых случаях ограничиваясь проявленными здесь «отраженными» продольными и поперечными разрывами. Так, при пересечении сколами «отраженных» поперечных нарушений первые обычно расщепляются, и в этих узлах значительно возрастает плотность новообразованных оперяющих трещин отрыва; с другой стороны, трещины отрыва часто ограничиваются по простиранию «отраженными» продольными нарушениями.

В соответствии с текстурно-структурными особенностями, физико-механическими свойствами и перемежаемостью деформируемых пород плотность новообразованных нарушений, ширина их зон и соотношение с контактными пологозалегающими срывами в разрезе скачкообразно и многократно изменяется, еще более подчеркивая вертикальную структурную зональность.

Урановое оруденение в рудном поле в основном является скрытым — не выходящим на дневную поверхность. В целом оно представлено тремя основными структурно-морфологическими типами рудных залежей, связанными между собой промежуточными подтипами пространственно и генетически:

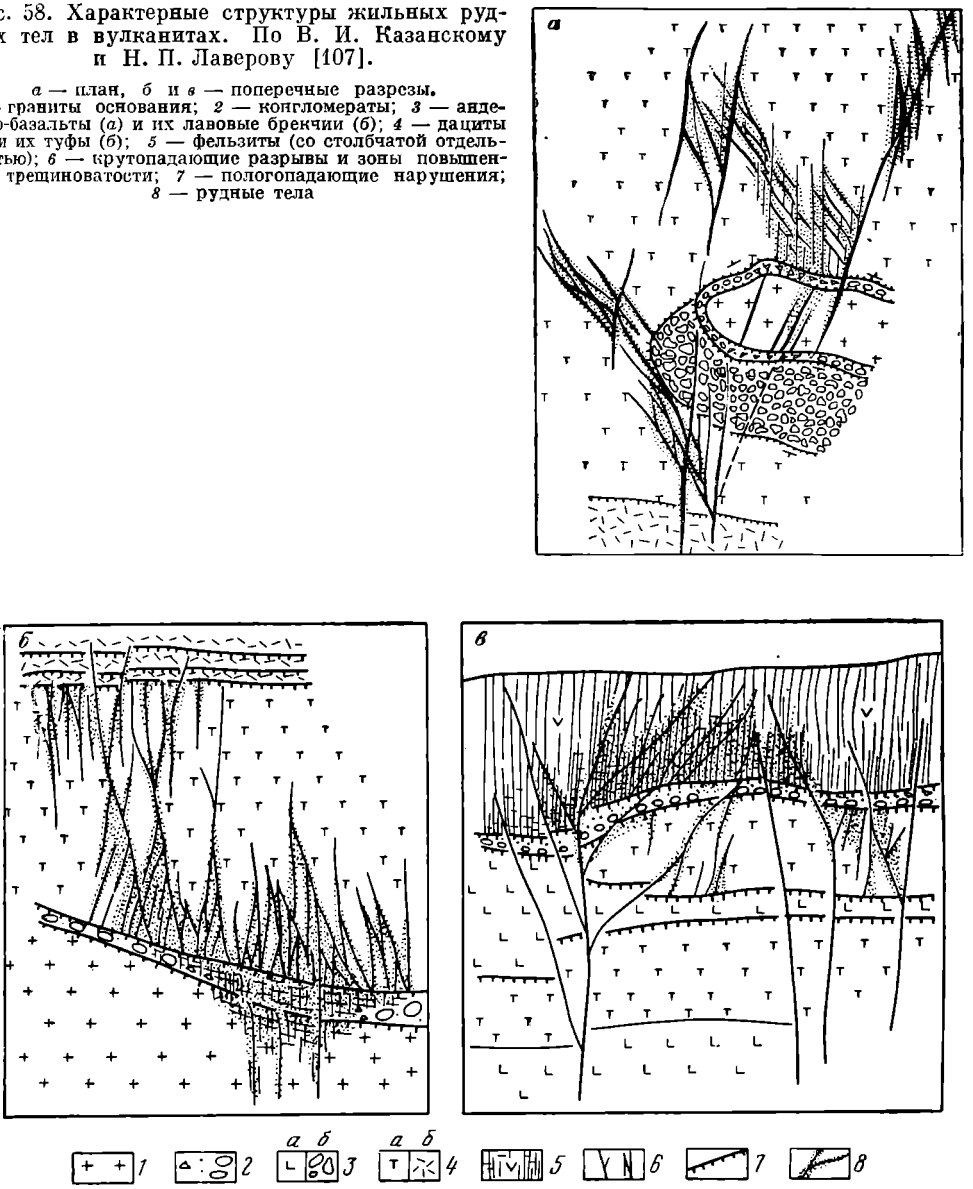
1) линейно вытянутые жилообразные залежи в крутопадающих разломах. Промышленные концентрации урана локализуются практически во всех разностях пород рудного поля;

2) сложно построенные штокверкоподобные залежи в зонах внутрипластовой трещиноватости, вытянутые вдоль основных жилообразных залежей (рис. 58). В целом эти залежи характеризуются либо изометричными очертаниями, либо имеют уплощенную, лентообразную форму и пологое склонение, согласное с элементами залегания вмещающих пород. В зависимости от размеров и плотности слагающих рудных прожилков эти залежи образуют постепенные переходы к жилообразным внутрипластовым рудным телам и далее — к рудным залежам первого структурно-морфологического типа;

3) пластообразные рудные залежи, развитые преимущественно в горизонте туфопесчаников, подстилающих породы фельзитового комплекса, а также

Рис. 58. Характерные структуры жильных рудных тел в вулканитах. По В. И. Казанскому и Н. П. Лаверову [107].

а — план, *б* и *в* — поперечные разрезы. *1* — граниты основания; *2* — конгломераты; *3* — андезито-базальты (*а*) и их лавовые брекчии (*б*); *4* — дациты (*а*) и их туфы (*б*); *5* — фельзиты (со столбчатой отдельностью); *6* — крутопадающие разрывы и зоны повышенной трещиноватости; *7* — пологопадающие нарушения; *8* — рудные тела



(в меньшей мере) в горизонте базальных осадков и в некоторых прослоях осадочных пород, разделяющих покровы дацитов и андезито-базальтов.

Ведущим фактором, определяющим морфологию и внутреннее строение рудных тел, является структурный: не установлено ни одного участка оруденения вне связи с разрывами рудовмещающих пород, а с другой стороны, малейшие изменения в строении рудоносных разрывов неминуемо влекут за собой изменение морфологии и параметров оруденения. Литологический контроль оруденения проявляется через первичную пористость, трещиноватость либо

механическую способность пород к хрупко-пластичным деформациям; лишь в пластообразных залежах отмечаются локальные повышения концентраций урана в участках, обогащенных углистыми остатками.

В геологическом разрезе существенно меняются особенности размещения оруденения. Так, в гранитах фундамента развиты жилообразные залежи, контролируемые диагональными сдвигами. Верхние части этих залежей, находящиеся в зоне контакта с вулканитами, сопровождаются рудоносными штокверками. Основными рудовмещающими разрывами верхнего структурного этажа являются трещины отрыва зон деформаций над диагональными сдвигами фундамента и протяженные концентрированные разрывы «отраженной» поперечной системы, подновленные этими движениями. В соответствии с морфологией проявления зон в разрезе формируются либо широкие внутрипластовые штокверкоподобные залежи, либо концентрированные секущие жилообразные тела первого морфологического типа, часто сопровождаемые также жилообразными, но внутрипластовыми телами. При пересечении жилообразными залежами высокопористых трещиноватых пластов туфогенно-осадочных пород в последних формируются линзо- и пластообразные залежи.

Пологие межпластовые срывы и зоны развальцевания, как правило, не несут промышленных концентраций урана, но оказывают существенное влияние на распределение и морфологию рудных тел, ограничивая по восстанию и падению большинство рудоносных разрывов внутрипластовых штокверков и рудных апофиз секущих жилообразных залежей.

Внутри рудных тел и залежей обычно выделяются резко обогащенные участки — рудные столбы, формирующиеся: 1) в приоткрывавшихся полостях участков изгиба по падению и простиранию рудовмещающих разрывов; 2) в узлах пересечения, сопряжения и разветвления рудовмещающих разрывов; 3) в узлах расщепления рудовмещающих разрывов вблизи ограничивающих их крутых и пологих поверхностей; 4) при пересечении рудоносными разрывами пластов и пород с повышенной пластово-трещинной проницаемостью; 5) при пересечении рудоносными разрывами пластов пород, обогащенных углистыми остатками.

В целом морфология рудных тел и залежей подчинена выявленной вертикальной и горизонтальной структурой зональности развития рудовмещающих и рудоконтролирующих разрывов, что выражается закономерной сменой (снизу вверх) диагональных рудных залежей в гранитах фундамента грубо поперечными — в породах верхнего структурного этажа, многоярусным чередованием в разрезе вулканитов, концентрированных залежей и широких штокверков, а в плане — контролем размещения жилообразных и штокверкоподобных залежей продольными разрывными нарушениями.

Группа 3

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ПОЗДНИХ МАЛЫХ ИНТРУЗИВАХ ГРАНИТОИДОВ

Рассматриваемые месторождения располагаются в зонах активизации мощной толщи палеозойских осадочно-метаморфических пород. Поздние рудовмещающие интрузивы и сопряженные с ними наложенные впадины контролируются обычно узлами пересечения древних по заложению, согласных со складчатостью продольных разломов и поперечных разрывов.

В строении одного из рудных полей и его ближайшего обрамления принимают участие породы доактивизационного фундамента, прорывающий его

многофазный позднемезозойский интрузив гранитоидов и вулканогенно-осадочные образования структурно сопряженной с последним позднемезозойской впадины.

Осадочно-метаморфический комплекс фундамента сложен часто переслаивающимися аркозовыми и полимиктовыми среднезернистыми осадками — песчаниками, алевролитами, аргиллитами с подчиненными прослоями грубозернистых терригенных пород, мергелей, кислых эффузивов. Породы комплекса повсеместно смяты в пологие брахиформные складки и слабо метаморфизованы (серицит-хлоритовая фация метаморфизма). Вблизи массива гранитоидов они интенсивно ороговикованы, а первично мергелистые породы — скарнированы.

Массив позднемезозойских гранитов в целом изометричного сечения, слабо вытянут вдоль продольного разлома. Становление его происходило по крайней мере в четыре фазы. Последовательно сформировались самостоятельные тела гранодиоритов, порфировидных гранитов и сложный комплекс лейкократовых разнозернистых двуслюдяных гранитов, а также достаточно распространенная жильная серия. Тела гранодиоритов на контактах с вмещающими породами и вблизи ксенолитов последних часто характеризуются появлением гибридных разностей. Местами в них фиксируется линейность, хорошо согласующаяся со складчатой структурой вмещающих пород. Продукты последующих фаз магматизма проявляются в породах фундамента и образуют с телом гранодиоритов четко эруптивные инъекционные контакты. Эти образования обычно сопровождаются послойными апофизами во вмещающие породы. По петрохимическим особенностям гранодиориты отличаются от средних пород, по Р. Дэли, пересыщенностью глиноземом, повышенным содержанием кремнекислоты и существенным преобладанием калия над натрием.

Жильная серия этого комплекса представлена дайками лейкократовых разнозернистых гранитов, аплитов, а также близкими к ним по времени формирования жилами пегматитов и кварца. Дайки разнозернистых гранитов по существу являются жильными аналогами интрузивных тел третьей фазы.

Все более молодые интрузивные проявления района относятся уже к образованиям сопряженной с рудовмещающим интрузивом впадины. В основании ее чехла залегает сложно построенный покров андезитовых порфиритов с одиночными пластами туфов и туфопесчаников. В свою очередь порфириты местами прорываются телами кварцевых сиенито-диоритов и все вместе перекрываются мощной толщей существенно терригенных пород. Последние также содержат значительную примесь туфового материала и местами переслаиваются с маломощными покровами основных вулканитов.

Завершается вулканогенно-осадочный процесс внедрением вдоль бортов впадин малых интрузий долеритов, а также даек, рассекающих тело гранитоидов. Непосредственно во впадине эта фаза вулканизма представлена покровами оливиновых базальтов и анамезитов.

Дайки долеритов рассекают интрузивное тело широким поперечным поясом, трассирующим бортовой поперечный разлом впадины. Простирание отдельных даек аналогично общему простиранию пояса; реже фиксируются продольные дайковые тела. Большинство даек хорошо выдержано по простиранию, прослеживается в виде прямолинейных крутопадающих тел небольшой мощности.

Как уже отмечалось, рассматриваемое рудное поле приурочено к позднемезозойскому интрузиву, положение которого контролируется узлом пересечения древнего продольного разлома поперечными нарушениями (рис. 59). Обе эти системы разрывов после завершения интрузивного процесса активно

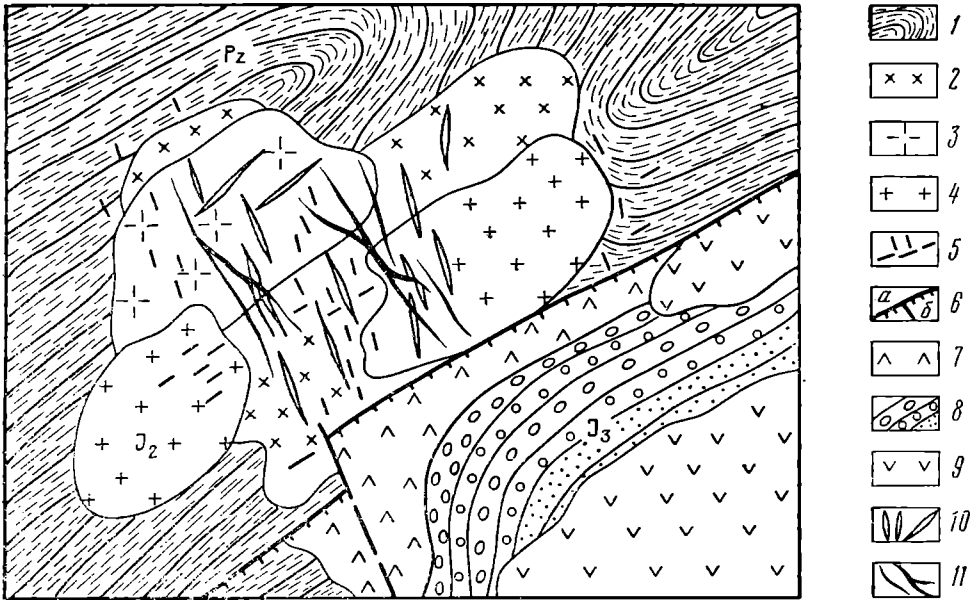


Рис. 59. Рудное поле в позднемезозойской малой интрузии.

1 — метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования (Pz); *2—5* — мезозойский интрузивный комплекс: *2* — гранодиориты, *3* — порфировидные граниты, *4* — лейкократовые двуслюдяные граниты (J_3), *5* — жильные образования; *6* — бортовые продольный (*а*) и поперечный (*б*) разломы; *7* — покровные базальты; *8* — вулканогенно-осадочные породы чехла наложенной впадины; *9* — базальты и андезиты; *10* — дайки долеритов; *11* — рудоносные тектонические зоны

подновлялись, выполняя функции бортовых разломов формирующейся впадины. Основной продольный разлом этого периода картируется в виде полосы кулисообразно расположенных зон интенсивного рассланцевания, лимонитизации и окварцевания мощностью многие десятки метров. В узле пересечения с поперечными нарушениями мощность зоны окварцевания, переходящей здесь в кварцевые брекчии, превышает 100 м.

Тектонические разрывы предрудного этапа концентрируются в виде полос повышенных деформаций, в общем совпадающих с полями развития даек долеритов, и являются сбросо-сдвигами с амплитудами перемещений первые десятки метров. Характерной особенностью этих разрывов является их параллельно-групповое развитие при выдержанном крутом наклоне сместителей. В результате неоднократных перемещений вдоль сбросо-сдвигов прилегающие породы в различной степени раздроблены и катаклазированы, глинка трения встречается спорадически; полости разломов обычно выполнены брекчиями вмещающих пород, сцементированными низкотемпературным кварцем.

Рудные тела представлены относительно просто построенными, выдержанными по простиранию и падению крутопадающими линзо- и жилообразными залежами, приуроченными к поперечным зонам дробления и низкотемпературного окварцевания интенсивно аргиллизированных гранитов. Размеры рудных тел, мощность их и содержания урана колеблются в довольно широких пределах. Наиболее крупные тела тяготеют к участкам зон, по простиранию отклоняющихся от «поперечного» направления и ориентированных диагонально по отношению к продольным разрывам.

В пределах жилообразных залежей оруденение развито неравномерно. Рудные столбы чаще всего приурочены к участкам изгиба рудоносных зон в плане и их наиболее крутому залеганию в разрезе, что хорошо увязывается с положением полостей приоткрывания рудовмещающих разломов при сбросо-сдвиговых внутрирудных перемещениях по ним.

Группа 4

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ПОРОДАХ ФУНДАМЕНТА, РАЗВИТЫХ В ОБРАМЛЕНИИ НАЛОЖЕННЫХ ДЕПРЕССИЙ

Процессы тектоно-магматической активизации складчатых областей проявляются на больших площадях и урановые месторождения нередко формируются на значительном удалении от наложенных депрессий, заполненных осадочными и вулканическими отложениями. Обрамление таких депрессий, представляющее нижний структурный этаж, сложено обычно крупными массивами гранитоидов и породами их кровли, представленными гнейсами, кристаллическими сланцами и другими метаморфическими образованиями, обычно прорванными разновозрастными штоками гранитоидов и дайками пород разного состава; наиболее поздние из них внедрялись в процессе активизации. Эти малые интрузии, так же как и урановые месторождения, контролируются зонами крупных разломов. Рудные поля обычно приурочены к участкам пересечения и сопряжения двух систем подобных разломов. Наиболее крупные из этих разломов, характеризующихся чаще всего сбросо-сдвиговыми перемещениями с амплитудами, достигающими 1—2 км, прослеживаются далеко за пределы рудных полей на многие десятки километров и отличаются сложным строением и длительной историей формирования. Они, как правило, представлены мощными (от нескольких сот метров до 1—2 км) зонами дробления, рассланцевания и изменения вмещающих пород [123].

Исследования показывают, что рудоконтролирующие разломы были заложены задолго до проявления процессов активизации. Размещающиеся вдоль них штоки малых интрузий часто образуют цепочки. В период активизации подобные разломы оказывали влияние на размещение не только интрузивных массивов, но и вулканогенно-осадочных пород наложенных прогибов. В зонах этих разломов и размещаются гидротермальные урановые месторождения.

Как правило, главными рудоконтролирующими элементами оказываются крупные нарушения одной системы — продольные или поперечные. Однако важную роль в размещении урановых месторождений и отдельных рудных участков играют также и нарушения другой системы, обычно проявленной менее отчетливо. Месторождения и отдельные рудные тела располагаются на участках пересечения, сопряжения и искривления разломов, где значительно возрастает интенсивность дробления вмещающих пород.

Характеризуемые месторождения и рудные поля обычно представлены несколькими пространственно сближенными рудоносными зонами, объединяющими группу еще более сближенных рудных тел. Такие рудоносные зоны часто оказываются ориентированными параллельно друг другу, располагаются кулисообразно или вытягиваются вдоль рудоконтролирующих разломов на многие километры. В целом рудоносные зоны характеризуются относительно простым строением (рис. 60). Однако по сравнению с безрудными интервалами рудоконтролирующих разломов в их пределах широко развиты субпараллельные, поперечные и косо ориентированные к ним разрывы значительно усложняющие строение этих зон.

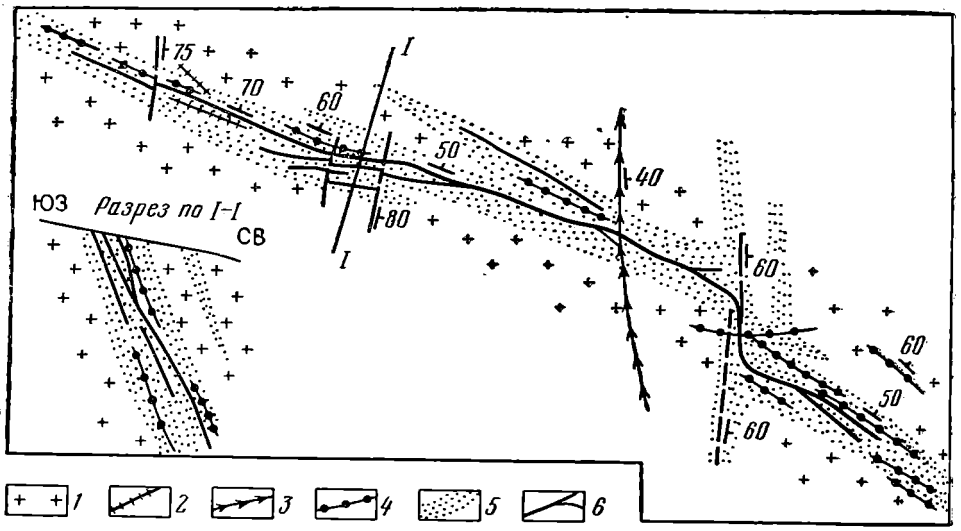


Рис. 60. Строение рудной зоны. По В. Я. Киселеву [123].

1 — граниты и гранит-порфиры; *2* — дайки гранит-порфиров; *3* — дайки кварцевых порфиров; *4* — дайки анамезитов; *5* — зоны гидротермально измененных пород; *6* — основные тектонические швы, вмещающие урановое оруденение

Рудоносные зоны, развивающиеся в разных по составу и физико-механическим свойствам вмещающих породах, различаются по строению. Условия формирования рудоносных зон во многом определяются формой залегания и физико-механическими свойствами вмещающих пород. На внутреннее строение их особенно сильно влияют ксенолиты, дайки и ранее возникшие гидротермально измененные породы, оказывающиеся более благоприятными для локализации оруденения по физико-механическим свойствам. Как правило, в дайках и зонах, подвергнутых ранним гидротермальным изменениям, интенсивно развиваются дополнительные мелкие трещины, вмещающие урановое оруденение.

Неблагоприятные по составу и физико-механическим свойствам породы, так же как и поперечные разрывы, нередко резко ограничивают распространение оруденения. В однородной вмещающей среде фланги рудных зон характеризуются более простым строением, они расщепляются и постепенно выклиниваются. В вертикальном разрезе сверху вниз обычно наблюдается закономерное уменьшение мощности рудоносных зон. На глубоких горизонтах месторождений эти зоны чаще всего имеют более простое строение, приближаясь к сосредоточенным разрывам, хотя локальные изменения (резкие изгибы рудоконтролирующих разломов по падению, появление ксенолитов в гранитах или пологих нарушений и даек) могут вызвать значительные усложнения в их строении.

Рудоносные зоны рассматриваемых месторождений обычно включают серию рудных тел жило- и линзообразной формы. В каждой зоне выделяются одно-два главных рудных тела, приуроченных к основным тектоническим швам, и несколько подчиненных по размерам рудных тел, локализующихся в оперяющих и субпараллельных разрывах [123].

Основным фактором, определяющим положение рудных тел и обогащенных участков внутри них, являются особенности морфологии и внутреннего строения рудовмещающих разрывных нарушений. На участках месторождений,

которые слагают неоднородные по составу и свойствам породы, отчетливо проявлен литологический контроль оруденения. На локализацию рудных тел, приуроченных к разрывам, развивающимся вдоль контактов различных пород, большое влияние оказывают морфология контакта и физико-механические свойства вмещающих пород. Наиболее благоприятными для локализации жильного и прожилкового оруденения оказываются породы, способные к хрупким деформациям. Вкрапленное оруденение интенсивнее развивается в зернистых хорошо раскристаллизованных гранитоидах и пористых осадочно-метаморфических образованиях.

Проведенные геологические исследования дают возможность прийти к выводу, что верхние части рудных тел месторождений группы формировались на глубине 1000—1500 м, а общий вертикальный размах уранового оруденения достигает 500—600 м и более.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОКОЛОРУДНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ И МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА РУД В УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ АКТИВИЗИРОВАННЫХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

На рассматриваемых месторождениях широко развиты различные метасоматические образования и жилы выполнения полостей. На всех процесс минерализации начинался со стадии привноса щелочей.

Для месторождений, залегающих в гранитном фундаменте обрамлений прогибов, наиболее ранней являлась стадия калишпатизации, а в месторождениях, сформированных в наложенных прогибах (глубоко вскрытых), обнаруживаются альбититы, предшествующие всем остальным метасоматическим образованиям. Мощность альбитизированных или калишпатизированных пород, обычно наблюдающихся вдоль наиболее крупных разрывных нарушений, колеблется от 5 до 25 м.

В зонах альбититов обычно кремового цвета, развивающихся по эффузивным породам наложенных прогибов, породообразующие минералы и основная масса превращены в кварц-альбитовый очень плотный и вязкий агрегат. В гранитах фундамента тех же прогибов зоны альбититов представляют собой обеленную и рыхлую породу с пустотами выщелачивания породообразующего кварца. Содержание Na_2O в альбитизированных гранитах достигает 8,5%, при этом содержание кремнезема в результате альбитизации уменьшается с 72—73% до 63—55%, K_2O — до десятых долей процента. В кварц-альбитовом агрегате выше по разрезу нередко присутствуют мелкие вкрапленники ильменорутила, циркона, апатита, сфена, ильменита. Наиболее обилен апатит, содержание которого иногда составляет до 10% от общего объема измененной породы. В андезито-базальтах и базальтах часто наблюдаются каемки магнетита вокруг вкрапленников темноцветных минералов. Несколько позднее кварц-альбитового изменения, но в его пределах на ряде месторождений образовались тонкие прожилки мелкозернистого кварца с апатитом, сфеном и рутилом. Количество апатита в прожилках местами до 20—30% их объема. Содержание Na_2O в кварц-альбитовом агрегате, развившемся по дацитам и трахидацитам, достигает 6—7,5%, а по андезито-базальтам 4,5—5%. Количество K_2O уменьшается до десятых долей процента, реже до 1%.

Калишпатиты, преимущественно развитые в гранитном обрамлении впадин *, представляют собой метасоматические зоны, обычно приуроченные

* Иногда калишпатиты образуются и в фундаменте прогибов, сложенных осадочными образованиями.

к наиболее крупным разрывным нарушениям. В центральной части они выражены интенсивно калишпатизированным гранитом, состоящим на 78—90% из микроклина, 5—7% кварца, 1—2% биотита, 1—2% альбита. Биотит, кварц и альбит являются остаточными минералами породы и более внешних зон метасоматической колонки. Из гранита во внутренней зоне калишпатизации выносятся: SiO_2 10%; CaO 2%; Na_2O 2,5%; MgO 0,3%; Fe 1%, привносятся K_2O до 8,1% и Al_2O_3 до 8%. Часть привнесенного алюминия заимствуется из промежуточных зон метасоматической колонки.

На месторождениях, залегающих в гранитном обрамлении, нередко вслед за калишпатизацией происходило формирование грейзенов, переходящих в кварц-серицитовые образования. В центре зон грейзенизации нередко развиты кварцевые жилы с молибденитом, окруженные кварц-мусковитовым агрегатом. В них по данным химических анализов по сравнению со слабоизмененными гранитами наблюдается уменьшение содержания SiO_2 (на 4,5—5%), CaO (на 1,5%), Na_2O (на 3,5%), MgO (на 0,3%) и увеличение количества Al_2O_3 (на 3,5%) и K_2O (на 1%). На месторождениях характеризуемой группы вслед за грейзенами или альбититами формировались аргиллизиты или происходило кварц-карбонатно-гидрослюдистое изменение пород. Аргиллизиты сложены агрегатом, состоящим на 65—70% из каолинита, 5—7% кварца, 1—3% анкерита и реликтов породообразующих кварца и микроклина (20—29%). В результате их образования из гранитов оказались вынесенными CaO, Na_2O, K_2O, SiO_2, количество которых соответственно осталось равным 65%, 0,7%, 0,5% и 1,3%. Вместе с тем при этом изменении они обогащались Al_2O_3 — до 19%, Fe — до 4%, CO_2 — до 1%, сульфидной серой — до 0,5% и водой, входящей в состав каолинита, — до 6,2%.

При кварц-карбонатно-гидрослюдистом изменении (являющимся по составу промежуточным между березитизацией и аргиллизацией) во внутренней зоне метасоматической колонки формировались гидрослюда (типа $2M_2 + 2M_1$) (до 40% объема измененной породы), скрытокристаллический кварц (до 30—40%), анкерит (5—10%) и пирит (3—5%). При этом, например, из слабоальбитизированного трахидацита выносилось до 2% Na_2O, 0,5% K_2O, 1,5% CaO, 0,5% Fe, а привносилось в породу до 5% SiO_2 и 3% Al_2O_3.

Вслед за метасоматическими образованиями формировались прожилки, гнезда и вкрапленники кварц-сульфидно-карбонатной (на месторождениях в гранитном обрамлении — кварц-доломитовой) стадии минералообразования. В течение этой стадии на месторождениях, залегающих в эффузивно-осадочных породах прогибов (рис. 61), последовательно отлагались кварц, гидрослюда, сульфиды (преимущественно пирит, арсенопирит и сфалерит), карбонаты (сидерит, анкерит). На месторождениях в гранитном обрамлении образовывались преимущественно кварц и доломит с незначительным количеством сульфидов и иногда самородного золота. Для гидротермальных месторождений первой и второй групп, залегающих в осадочных и эффузивно-осадочных породах наложенных прогибов, характерно преобладание минеральных образований этой стадии с вкрапленными текстурами руд, а для месторождений четвертой группы, залегающих в гранитном обрамлении, — преобладание прожилковой текстуры.

Жилы и прожилки, сложенные минералами рассматриваемой стадии минерализации, как правило, маломощные (не более 2—3 см). Они сопровождаются карбонатизацией вмещающих пород при отложении поздних карбонатсодержащих парагенезисов этой стадии, реже окварцеванием при формировании более ранних парагенезисов. Количество карбонатов и кварца в жилах

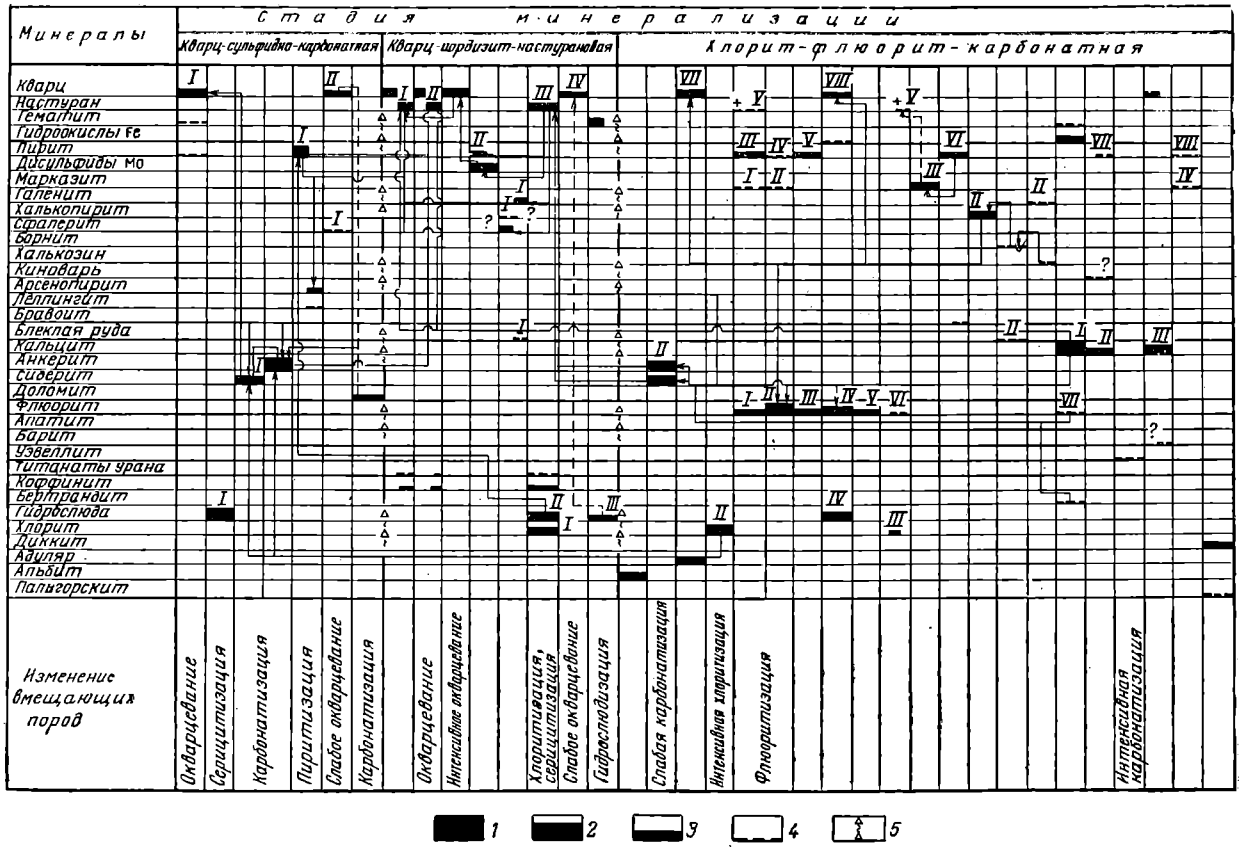


Рис. 61. Схема последовательности минералообразования.

Минералы: *1* — широко распространенные, *2* — распространенные, *3* — малораспространенные, *4* — редко встречающиеся. *5* — дробление. Сплошная линия указывает на интенсивность замещения, пунктирная — на небольшое корродирование одного минерала другим (начало стрелки у замещаемого минерала). Знак + — переотложенный минерал, знак вопроса — место минерала определено условно

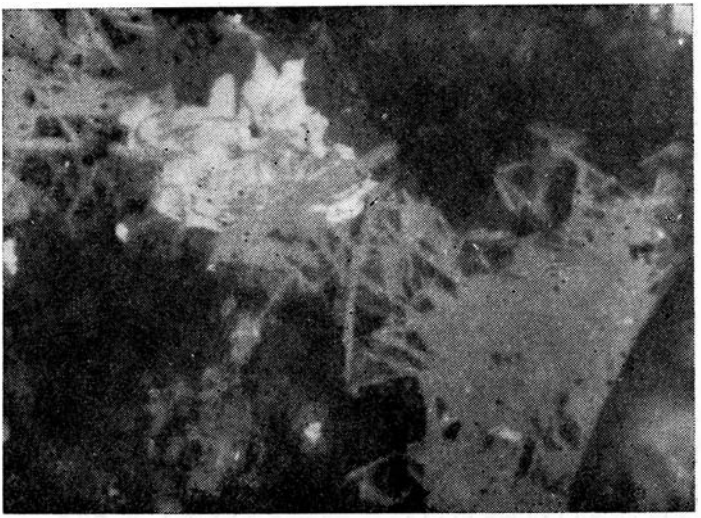


Рис. 62. Гитанаты урана (серые игольчатые образования) с настураном (белое) во вмещающей породе (черное). Прозрачно - полированный шлиф. Ув. 1000, без анализатора

и прожилках зависит от состава вмещающих пород. В породах основного состава развиваются в основном карбонаты, а в породах кислого состава карбонаты приобретают подчиненное значение, а основное значение имеет окварцевание. Это свидетельствует о заимствовании растворами кремнезема и щелочных земель из вмещающих пород.

Следующими по времени образования на всех месторождениях активизированных складчатых областей являются минеральные ассоциации кварц-иордизит-настурановой стадии (см. рис. 61), представленные прожилками и вкрапленностью. На урановых месторождениях, находящихся в гранитном обрамлении, начало этой стадии характеризуется, как правило, формированием сургучно-красного кварца [196]. В состав прожилков помимо криптокристаллического кварца входят низкоотражающий настуран, гематит, серицит и апатит. Вслед за ними на ряде месторождений и рудопроявлений образовались самостоятельные прожилки, сложенные черным кварцем с марказитом, иордизитом, пиритом, настураном и каолинитом. В более поздних образованиях урановорудной стадии отлагались кварц, монтмориллонит и небольшое количество железистого хлорита, марказита, иордизита, повеллита, а также настурана с кислородным коэффициентом 2,41—2,76 или гидронастурана с кислородным коэффициентом 2,81. Минеральные образования, представленные прожилками красного кварца, сопровождаются серицитизацией ранее аргиллизированных пород, а более поздние образования урановорудной стадии — хлоритизацией или монтмориллонитизацией их.

На месторождениях второй группы, залегающих преимущественно среди эффузивов, продуктивные минеральные образования сложены кварцем двух и более генераций и настураном. Настуран наиболее поздней генерации выделялся совместно с железистым хлоритом и гидрослюдой. Между второй и третьей парагенетическими ассоциациями настурана отлагались сульфиды, среди которых наиболее часто встречаются железистый молибденит, мышьяковистая блеклая руда и галенит, образующие настолько скрытокристаллическую смесь, что ее состав и тонкокристаллическая структура выявляются только при исследованиях на электронном микроскопе с увеличениями, позволяющими

диагностировать частички размером 60—80 Å. Настуран в этих месторождениях является очень сильно восстановленным и содержит только 10—16% U^{4+}.

Во вкрапленных рудах на месторождениях третьей группы наряду с настураном встречаются коффинит и титанаты урана (браннерит?) (рис. 62). Последние развиваются по более ранним титановым минералам и содержат значительное количество равномерно распределенных кальция и кремния. Коффинит изотропизирован и замещен низкоотражающим настураном, обогащенным U^{6+}. На месторождениях первой и в значительной мере второй групп, залегающих в прогибах, сложенных осадочными или преимущественно осадочными породами, урановые минералы представлены главным образом урановыми чернями (вкрапленники, прожилковые образования и гнезда в цементе) и лишь в отдельных хрупких горизонтах пород наблюдаются прожилки настурана. Среди сопутствующих минералов преобладают кварц, железистый хлорит, пирит, менее распространены коффинит, марказит, галенит, халькопирит, адуляр, анкерит, доломит, сфалерит.

Урановорудные образования на всех месторождениях активизированных складчатых областей сопровождаются гидрослюдизацией ранее измененных пород, а при отложении более позднего парагенезиса настурана — и хлоритизацией их. Особенно характерна хлоритизация ранее альбитизированных пород.

Вокруг урановорудных прожилков и в пределах зон вкрапленного оруденения в вулканитах и в том числе в туфогенных образованиях обычно проявлена гематитизация (покраснение). Окраска породы в этих участках становится кирпично-красной. Ее интенсивность возрастает пропорционально концентрации оруденения. Она зависит от состава породы. В породах основного состава окраска менее интенсивная, а в кислых разностях проявлена наиболее отчетливо. Экспериментальные исследования показали, что гематитизация пород в пределах зон тонковкрапленного оруденения обусловлена главным образом радиационными процессами, связанными с ионизирующим α-излучением.

Урановорудные образования активизированных складчатых областей часто формируются в осадочных породах, содержащих органические остатки, или в крутопадающих разрывах, рассекающих прослои с органикой, концентрируясь преимущественно выше этих прослоев (в месторождениях, размещающихся в прогибах, сложенных эффузивами).

Приведенные данные по минеральному составу урановорудной стадии свидетельствуют о том, что в наложенных прогибах, заполненных в основном эффузивными образованиями, содержащими в осадочных прослоях органические остатки, окислительно-восстановительный потенциал в растворах при рудоотложении был значительно ниже, чем при формировании оруденения в прогибах, выполненных только осадочными породами. Наиболее высокий окислительно-восстановительный потенциал при рудоотложении был, очевидно, характерен для растворов, формировавших оруденение в гранитах обрамления.

В наиболее позднюю стадию минералообразования — кварц-мышьяково-кальцитовую (для месторождений в гранитах обрамления впадин), доломит-кальцит-диккитовую (на месторождениях первой и второй групп) и хлорит-флюорит-карбонатную (в месторождениях третьей группы) выделялись образования преимущественно карбонатного или флюорит-карбонатного состава. На месторождениях с кварц-мышьяково-кальцитовой стадией в течение ее формирования возникали жилы и прожилки кальцита с крупными гнездами или ритмично-полосчатые образования самородного мышьяка, иногда замещавшегося реальгаром, пиритом и галенитом (мелкие редкие вкрапленники). Самородный

мышьяк, кроме того, часто развивается по иордизиту, пириту, марказиту в образованиях урановорудной стадии [196]. Следует отметить, что общее количество сульфидов, выделившихся в течение упомянутой пострудной стадии, очень невелико.

Для месторождений с доломит-кальцит-диккитовой пострудной стадией характерно преимущественное развитие пострудных вкрапленников, сложенных в различных количественных соотношениях гидрослюдой, диккитом, кварцем, доломитом, кальцитом, реальгаром, реже баритом, самородным мышьяком, пиритом, марказитом, теннантитом и флюоритом.

Месторождения с хлорит-флюорит-карбонатной пострудной стадией характеризуются довольно мощными кварц-флюоритовыми, хлорит-флюоритовыми и кальцитовыми жилами, сформировавшимися в течение этой стадии. Флюорит встречается семи генераций — от массивного темно-фиолетового и зеленого до белого фарфоровидного и медово-желтого шестоватого. Кальцит также характеризуется обилием генераций — от массивного ромбоэдрического до скаленоэдрического и пластинчатого.

По зонам роста кристаллов флюорита нередко развиваются пирит и марказит. В очень небольших количествах в образованиях этой стадии встречаются бертрандит, барит и киноварь. При наложении на урановорудные тела флюоритовых и кальцитовых прожилков и жил в обоих минералах по зонам их роста появляется переотложенный настуран (см. рис. 61). Кроме того, на этих месторождениях в парагенезисе с кальцитом нередко встречается уэвеллит — оксалат кальция.

Изменения пород в связи с формированием образований пострудной стадии на всех месторождениях активизированных складчатых областей крайне незначительны и проявляются в виде небольших ореолов карбонатизации и хлоритизации, иногда также в замещении флюоритом ранее образованных минералов.

Для всех рассматриваемых месторождений в той или иной мере характерна прямая межстадийная зональность. Ее характерная особенность заключается в том, что образования более поздних стадий преимущественное развитие приобретают в верхней части и на флангах наложенных прогибов, в пределах которых развиты более ранние образования. Так, для месторождений четвертой и второй групп в их более верхних горизонтах наблюдаются преимущественно жилы и прожилки пострудной стадии, а для месторождений первой группы характерно развитие ореола пострудных вкрапленников реальгара и кальцита над рудными телами.

Наряду с отмеченным наблюдается горизонтальная зональность в распределении минеральных ассоциаций урановорудной стадии. Она заключается в том, что на месторождениях третьей группы, залегающих в эффузивах, формировались рудные тела, характеризующиеся высоковосстановленным настураном и отсутствием сургучно-красного кварца, а для месторождений четвертой группы (в гранитах обрамления прогибов) очень характерен красный кварц с низкоотражающим (и, видимо, обогащенным шестивалентным ураном) настураном. В горизонтальном направлении уменьшается также количество сульфидов. Эта особенность изменения минерального состава образований урановорудной стадии подчеркивает высказанный вывод о более высоком окислительно-восстановительном потенциале просачивавшихся по разрывам в породах фундамента растворов по сравнению с окислительно-восстановительным потенциалом растворов, порождавших урановое оруденение в эффузивно-осадочных образованиях (с остатками органики). Влияние восстанавливающего фактора во многом определяет появление уранового оруденения.

ЧАСТЬ II

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ГЛАВА 4

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Формирование урановых месторождений происходило в различных геотектонических условиях и в различные эпохи развития земной коры. При этом, как будет показано далее, урановосные территории характеризуются рядом сходных черт по истории геологического развития, магматизму, разрывной тектонике и сопутствующим месторождениям других металлов. Общие, ведущие черты, характерные для урановорудных провинций, определяются особенностями геотектонического развития территорий. В связи с этим в основу выделения провинций целесообразно положить геотектонический принцип и историю геологического развития, предшествующую рудообразованию, как это и было сделано при группировке характеризуемых месторождений. На этой основе все урановосные провинции подразделяются на три группы:

1) урановосные провинции древних платформ и их щитов;
2) урановосные провинции фанерозойских складчатых областей;
3) урановосные провинции областей мезо-кайнозойской активизации.

УРАНОНОСНЫЕ ПРОВИНЦИИ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ И ИХ ЩИТОВ

Выделение типов урановосных провинций и оценка их позиции в пределах докембрийских щитов еще не вышли из стадии предварительных разработок, хотя эти вопросы имеют достаточно длительную историю изучения. Такое положение вызвано крайне слабой изученностью внутренней тектоники и истории развития этих областей, в связи с чем выделение урановосных провинций до самого последнего времени производилось лишь в относительно общем виде.

В качестве важнейших геотектонических элементов докембрийских щитов, определивших размещение урановых рудных полей и районов, В. И. Смирнов [276], В. Г. Мелков, Л. Ч. Пухальский [189] и Д. Я. Суражский [294] отметили зоны разломов в краевых частях щитов, М. Р. Клеппер и Г. Уайнт — площади интенсивного проявления ультраметаморфизма в пределах докембрийских геосинклиналей, В. Н. Котляр [140] — зоны докембрийской складчатости, А. И. Семенов [271] — линейные зоны секущих или поперечных разломов в периферических частях древних платформ. По М. М. Константинову и Е. Я. Куликовой [130], положение урановосных провинций в докембрийских областях определяется зонами сопряжения протерозойских складчатых

сооружений с древними (архейскими) щитами. Ф. И. Вольфсон, И. П. Кушнарев и др. [212] выделяют следующие типы ураноносных провинций: 1) краевые части геосинклинальных зон, обрамляющих древние (докембрийские) щиты и платформы; 2) узкие прогибы между древними (докембрийскими) платформами, развивающимися в полосе расколов платформенного основания; 3) зоны развития позднего магматизма в пределах древних платформ и их щитов.

В настоящее время, несмотря на огромный накопленный новый материал по тектонике, магматизму, метаморфизму и истории развития, степень изученности докембрийских областей по-прежнему сильно уступает таковой фанерозойских областей. Это обстоятельство нашло отражение в существовании большого числа схем тектоники и истории развития докембрийских областей, различающихся между собой по многим, главным образом относительно частным моментам. При всех отличиях, наблюдаемых между схемами разных исследователей докембрия, и применении различных терминов для обозначения специфики тектонического развития в докембрии отчетливо видны и общие моменты, которые заключаются в единодушном признании полицикличного (многоэтапного) развития докембрийских областей и в сходстве геологических характеристик выделяемых этапов и стадий. Если попытаться проанализировать и обобщить главные моменты этих схем, то можно выделить четыре основных этапа развития докембрийских областей (земной коры континентов) от раннего архея (катархея) до среднего протерозоя включительно.

Наиболее ранним (>3,5 млрд. лет) является к а т а р х е й с к и й (по В. Е. Хаину [322]) э т а п. К. О. Кратц и В. А. Глебовицкий [151] назвали его прогеосинклинальным, Ю. А. Косыгин и др. [232] — раннеархейским, М. З. Глуховский, Е. В. Павловский [61] и Л. И. Салоп [264] — соответственно лунной и пермобильной стадиями. В течение этого этапа было положено начало формированию континентальной земной коры — ее нижнего гранулит-базитового [23, 178] слоя. Древнейшие базитовые толщи, образованные в этот этап, представляют собой сильно метаморфизованные основные и иногда ультраосновные лавы и туфы с интрузивными телами пластовых и пластово-секущих габбро-норитов, габбро-анортозитов и амфиболитов, а также с прослоями кальцифиров и графитовых гнейсов. Они характеризуются поразительной выдержанностью строения и состава во всех, даже максимально удаленных друг от друга регионах, хорошей стратификацией, равномерным и повсеместным метаморфизмом в условиях, как правило, гранулитовой фации, отсутствием грубообломочных фаций и нелинейной изоклинальной складчатостью общего смятия с возникновением гигантских складчатых овалов Л. И. Салопа [262] или чашеобразных вулкано-тектонических структур Е. В. Павловского [237]. Все это свидетельствует о весьма слабой (или даже полном отсутствии) дифференцированности тектонических процессов и равномерном, аномально высоком тепловом потоке, обусловившем однородный наиболее высокотемпературный метаморфизм. Об этом же свидетельствует и повсеместное распространение ультраметагенных (198) чарнокит-мигматитов и плагиогранит-мигматитов, свойственных и сопутствующих гранулитовым толщам. Выходы гранулитовых комплексов в пределах древних платформ рассматриваются большинством исследователей как древнейшие ядра материков (континентов).

А р х е й с к и й э т а п (3,5—2,6 млрд. лет) * объединяет позднеархейский этап Ю. А. Косыгина и др. [232], раннегеосинклинальный этап В. Е. Ха-

* Имеются геохронологические данные о неодинаковом времени начала и конца этого этапа в разных докембрийских областях.

ина [322], нуклеарную стадию Е. В. Павловского, протогеосинклинальный этап К. О. Кратца и В. А. Глебовицкого [151], палеопротозой Л. И. Салопа [264] и докембрий I Н. П. Семененко [270]. В течение этого этапа осуществились самые ранние процессы тектонической дифференциации земной коры на древнейшие подвижные зоны (эвгеосинклинали, по Л. И. Салопу), в пределах которых формировались так называемые зеленокаменные толщи и лабильные кратоны (эпикатархейские или эпираннеархейские протоплатформы). Для этапа характерны длительные и мощные излияния лав преимущественно основного состава, отложение хемогенных и обломочных (граувакки) пород в бассейнах, разделявших зоны активного вулканизма. Тектоническая дифференциация предопределила возникновение глубинных разломов, отделявших кратоны от подвижных поясов и обусловивших возникновение линейной складчатости, а также явилась причиной неодинакового теплового потока и неравномерного, линейно-зонального метаморфизма (от зеленосланцевой до высоких ступеней амфиболитовой фаций). Интенсивная гранитизация зеленокаменных и обломочных толщ, имевшая место в конце этапа (2,8—2,6 млрд. лет) и локализованная в определенных зонах, привела к возникновению гранито-гнейсовых куполов и к значительному увеличению жесткости еще весьма тонкой земной коры. Этими процессами завершается формирование архейского цоколя древних платформ.

В раннепротерозойский этап (2,6—1,9 млрд. лет), протогеосинклинальный по К. А. Шуркину и Ф. П. Митрофанову [198], К. О. Кратцу и В. А. Глебовицкому [151] и Е. В. Павловскому [237], соответствующий мезопротозою Л. И. Салопа [264] и докембрию II Н. П. Семененко [270], происходит стабилизация областей архейской складчатости и возникновение эпиархейских протоплатформ, нередко с характерными для них окраинными (перикратонными) прогибами и авлакогенами, выполненными мощными толщами терригенных, преимущественно грубообломочных пород. В нижней, сероцветной части разреза последних заключены золото-урановосные конгломераты (Витватерсранд, Блайнд-Ривер, Жакобина), возраст которых 2,6—2,3 млрд. лет, а в верхней, красноцветной, — медистые песчаники (Удокан). Наряду с этим в определенных зонах вдоль глубинных разломов происходят раскалывание и переработка еще относительно тонкой земной коры архейского фундамента и возникновение узких геосинклинальных трогов — протогеосинклиналей, выполненных различными эвгеосинклинальными и миогеосинклинальными формациями. Очень характерным членом последних являются свиты железистых кварцитов, вмещающие уникальные запасы метаморфогенных железных руд докембрия. Формированию протогеосинклиналей сопутствовало возникновение первичных [150, 151] срединных массивов, проявление линейной складчатости и зонального метаморфизма от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фаций. В пределах протоплатформ характер складчатых деформаций иной: здесь преобладают пологие складки — моноклинали, синклинории, антиклинории и брахиформные складки.

В раннепротерозойский этап происходит широкое развитие разломов как по границам геологических блоков, так и внутри них на стыке структур типа антиклинориев и синклинориев, срединных массивов и т. п. Зонами глубинных разломов контролируются линейные метаморфические пояса, проявления вулканизма, магматизма и ультраметаморфизма. В конце этапа на рубеже 2,0—1,9 млрд. лет протекает очень интенсивный глобальный, но неравномерный ультраметаморфизм, проявившийся в условиях амфиболитовой фации главным образом в фундаменте протоплатформ. Он вызвал дальнейший рост и

появление новых гранитных куполов, увеличил мощность и жесткость гранитной земной коры древних платформ и привел их в главных своих чертах к тому облику, в котором они предстают перед исследователем в настоящее время.

В среднем протерозое (1,9—1,6 млрд. лет) происходит окончательная стабилизация ранне- и среднедокембрийских областей и возникновение крупных структур древних платформ как таковых *.

В неогее (поздний протерозой — фанерозой) наступил платформенно-геосинклинальный этап развития земной коры континентов, в течение которого древние платформы или их отдельные участки неоднократно подвергались тектонической переработке с образованием геосинклинальных систем и областей тектоно-магматической активизации.

Таким образом, фундамент древних платформ, как правило, является гетерогенным и имеет блоковое строение, определяемое глубинными разломами. В одних случаях он сложен складчатым гранулитовым комплексом катархея, в других — архейскими гранитизированными зеленокаменными и гранито-гнейсовыми толщами, в третьих — складчатыми комплексами раннепротерозойских протогеосинклиналей (трогов). Важно подчеркнуть, что этапом стабилизации древних платформ развитие последних не ограничивается, так же как не заканчивается, а лишь видоизменяется эволюция земной коры.

После стабилизации и консолидации в пределах древних платформ периодически происходило формирование крупных сводово-глыбовых поднятий, асимметричных наложенных впадин и связанных с ними своеобразных серий формаций как вулканогенно-осадочных, так и магматических, метасоматических и рудных. Подобное внегеосинклинальное возобновление тектонической и магматической деятельности в областях с ранее сформированной гранитной корой принято связывать с проявлением тектоно-магматической активизации [24, 62, 342, 343, 344].

В настоящее время все большее число исследователей приходит к признанию неоднократного проявления процессов тектоно-магматической активизации древних платформ не только в неогее, но и в протогее (архей — ранний протерозой). На переработку отдельных архейских блоков и развитие глубинных разломов в связи с процессами активизации в раннем протерозое указывают Я. Н. Белевцев, Н. П. Гречишников и О. А. Крамар [17], отмечая одновременное проявление в этих разломах гидротермальной деятельности и образование месторождений ураноносных альбититов. М. С. Нагибина и В. Е. Хаин [204] выделили ультраметагенный тип активизации областей древнейшей (архейской или архейско-раннепротерозойской) консолидации, включающий интенсивную вторичную тектоническую переработку, региональный метаморфизм и гранитизацию (ультраметаморфизм), а также формирование специфических типов месторождений (пегматиты, слюдоносные, редкоэлементные и пр.). В. Т. Свириденко [268] с процессами раннепротерозойской активизации древних платформ связывает не только глобальный ультраметаморфизм, но и развитие разломов, интенсивное прогибание отдельных участков эпиархейских протоплатформенных блоков, сопровождавшееся формированием наложенных внутренних (эндопротоплатформенных) прогибов (Гуронского, Кодаро-Удоканского, Трансваальского и др.), выполненных мощными толщами обломочных и вулканогенно-осадочных пород, и проявлением основного и кислого магматизма повышенной щелочности. Крупную перестройку древних платформ

* Процессы стабилизации некоторых древних платформ, например Сибирской, начались в позднем архее — раннем протерозое [151].

на границе раннего и среднего протерозоя в связи с проявлением интенсивных блоковых перемещений, разнообразного по составу магматизма и эндогенного рудообразования В. И. Казанский [106, 448] предложил называть протоактивизацией.

Место уранового рудообразования в истории развития докембрийских областей неоднократно обсуждалось в литературе [80, 130, 294, 306, 307], однако и сегодня оно относится к числу еще недостаточно ясных вопросов.

А. И. Тугаринов [306, 307] считает, что первые промышленные эндогенные месторождения урана появились на рубеже 1900 млн. лет назад и что предпосылки для их появления связаны с формированием 2600 млн. лет назад крупных осадочных урановых месторождений типа Витватерсранд. К этому выводу присоединяются В. И. Казанский и Н. П. Лаверов [107, 108], которые связали возникновение эндогенного уранового оруденения с протоактивизацией древних платформ и перераспределением первично осадочных концентраций урана. К древнейшим эндогенным урановым месторождениям эти исследователи отнесли месторождения района Биверлодж (Канадский щит), Маунт Айза (Австралийский щит), Джадагуда (Индийский щит), месторождения урановосных альбититов и комплексных железо-урановых руд, связанные с натровым и карбонатным метасоматозом. Последующее эндогенное урановое рудообразование в докембрии они связывают с гренвильской эпохой позднего протерозоя (1 млрд. лет назад), когда было образовано месторождение Кер д'Ален и др., а также с катангинской (байкальской) эпохой (медно-урановые месторождения Катанги — Шинколобве и др.).

В настоящее время, к сожалению, отсутствуют сводные работы, в которых были бы собраны и проанализированы многочисленные определения абсолютного возраста руд и вмещающих пород гидротермальных месторождений урана. Многочисленные разрозненные значения абсолютного возраста, приводимые в отдельных статьях, часто противоречивые и нередко взаимно исключающие друг друга, не восполняют этого пробела. Не имея возможности проанализировать все опубликованные результаты определений абсолютного возраста урановых месторождений докембрийских щитов, обратимся к материалам по тем месторождениям, которые были охарактеризованы в главе 1.

Возраст высокотемпературных редкоземельно-торий-урановых месторождений Советского Союза согласно определениям абсолютного возраста уран-свинцовым (по уранините) и калий-аргоновым (по биотиту из урановосных микроклинитов) методами, 2000—1900 млн. лет, т. е. раннепротерозойский. Такой же возраст имеют редкоземельно-торий-урановые месторождения и рудопроявления (так называемые урановосные, уранинитсодержащие пегматиты), располагающиеся в районе Биверлодж (металлогеническая провинция Черчилл) на Канадском щите (по уранините, микроклину, монациту [435]), в центральной и юго-восточной Швеции на Балтийском щите [475]. К этим значениям близки (но уже средний протерозой) результаты определения абсолютного возраста давидита из месторождения Радиум-Хилл (1730 млн. лет, [323]) и уранинита из месторождения Мери Кетлин. Резко отличны от них по возрасту редкоземельно-урановые месторождения районов Банкрофт, Вильберборс и провинции Квебек, развитые в металлогенической провинции Гренвилл на Канадском щите и в районе Гайя (штат Бихар) на Индийском щите. Для них определен возраст соответственно 0,955 [398] и 1,0—1,06 млрд. лет [14]. Урановые и железо-урановые месторождения, связанные с натровым и карбонатным метасоматозом, имеют возраст 1,7—1,8 млрд. лет как в пределах СССР [234, 107], так и в Канаде [468, 405, 363]. Р. Г. Додсон и др. [470] этот же

возраст указывают для многочисленных крупных урановых месторождений районов Рам-Джангл — Аллигейтор-Риверс Северной Австралии. Все это в совокупности позволяет рассматривать среднепротерозойскую урановорудную эпоху как важнейшую в докембрийской истории древних платформ. Несколько меньшие значения абсолютного возраста (1400—1200 млн. лет) получены для жильных месторождений так называемой пятиметальной формации района Большого Медвежьего озера на Канадском щите [422, 459] и, наконец, самыми молодыми (650—570 млн. лет [323]) из докембрийских являются урановые месторождения Медного пояса Катанги (Африканский щит) и месторождение Россинг (Намибия).

Приведенные данные позволяют наметить следующие пять главных эпох эндогенного уранового рудообразования в докембрийской истории древних платформ: раннепротерозойскую (2,0—1,9 млрд. лет), среднепротерозойскую (1,8—1,7 млрд. лет), эльсонскую (1,4—1,2 млрд. лет), гренвильскую (1,0 млрд. лет), катангинскую (байкальскую) (0,7—0,5 млрд. лет). Таким образом, согласно определениям абсолютного возраста древнейшими являются высокотемпературные редкоземельно-торий-урановые месторождения, связанные с калиевым метасоматозом, формирование которых происходило в конце раннего протерозоя, а также в более поздние эпохи.

Для понимания геотектонических условий возникновения эндогенного уранового рудообразования в докембрии необходимо вновь обратиться к истории геологического развития докембрийских областей в раннем и среднем докембрии.

Как было показано при рассмотрении этапов земной коры континентов в докембрии, каждый из них в раннем и среднем докембрии (катархей — ранний протерозой) характеризуется своими специфическими особенностями проявления геологических процессов (магматизма, тектоники, метаморфизма, осадконакопления и т. п.), обусловленными эволюционным развитием земной коры континентов. Эти особенности, подмеченные различными исследователями при изучении докембрийских областей Советского Союза [236, 261, 263 60, 341, 233, 322], вероятно, типичны и для докембрия других стран. Они отражены в табл. 6 и на рис. 63. Анализ их показывает, что появление высокотемпературных редкоземельно-урановых месторождений в раннем протерозое характеризовалось рядом принципиально новых моментов в истории геологического развития докембрийских областей:

1) зрелой стадией развития и ярко выраженным гетерогенным, блоковым строением этих областей, разнообразным магматизмом, метаморфизмом и тектоническими дислокациями, характерными для относительно узких линейных зон;

2) развитием глубинных разломов кристаллического фундамента, в зонах которых происходило концентрированное проявление жильных гранитоидов — поздних членов ультраметаморфического комплекса, а также узких зон максимальных пластических деформаций (бластомилонитов и бластокатаклазитов);

3) проявлением глобального ультраметаморфизма, с которым связано формирование ареальных интрузивно-анатектических щелочноземельных и субщелочных калиевых гранитов, а также наиболее поздних аллохтонных жильных аплит-пегматоидных калиевых гранитов и аляскитов зон глубинных разломов;

4) резким увеличением содержания радиоактивных элементов в ультраметаморфических гранитоидах, особенно высоким в поздних жильных и сериях;

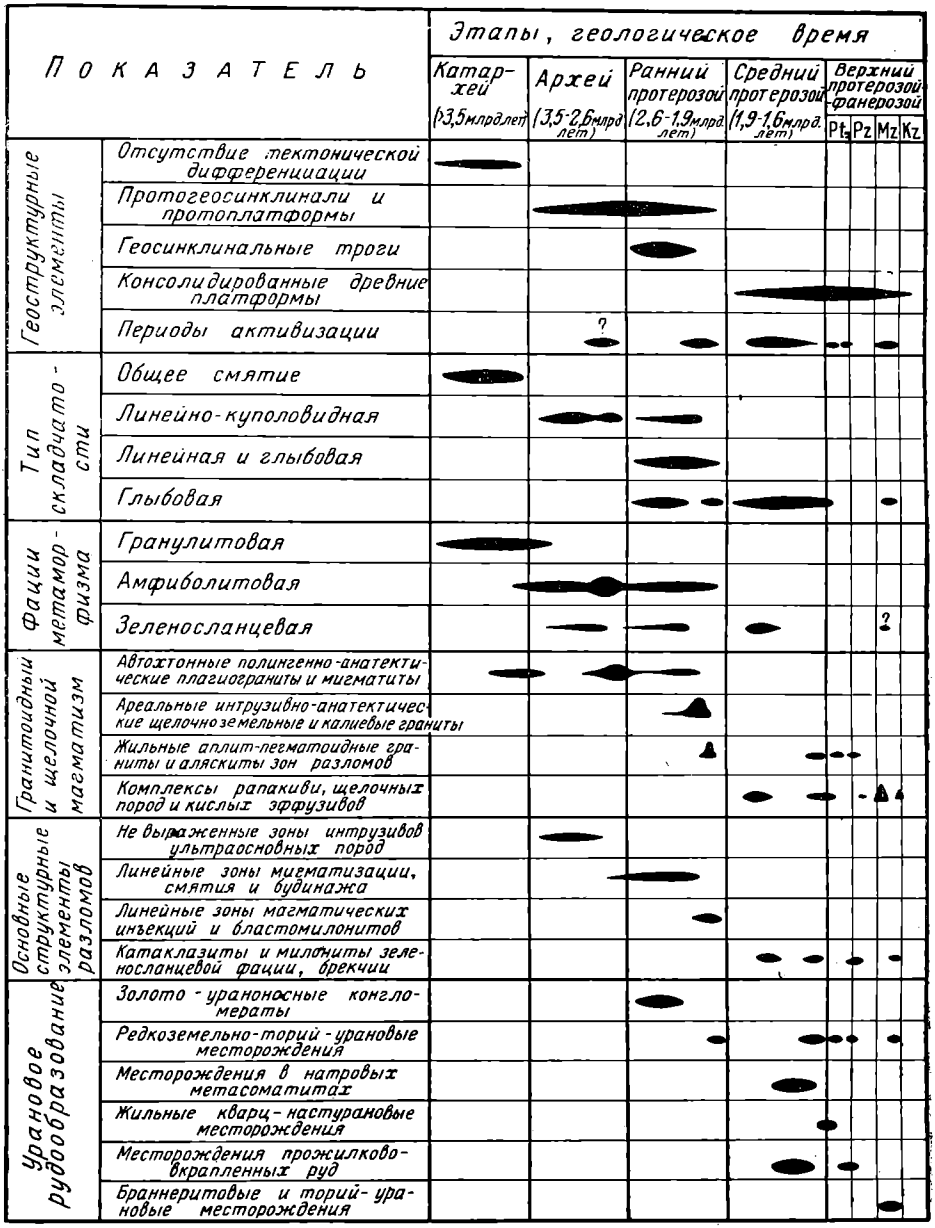


Рис. 63. Эволюция процессов тектогенеза, метаморфизма, гранитоидного магматизма и уранового рудообразования в истории развития древних платформ. Месторождения прожилково-вкрапленных руд имеют уранинит-настурановый состав

Таблица 6

Особенности тектоники, осадконакопления, метаморфизма и магматизма ранних этапов развития докембрийских областей

Основные характеристики	Катархей (> 3,5 млрд. лет)	Архей (3,5—2,6 млрд. лет)	Ранний протерозой (2,6—1,9 млрд. лет)	Средний протерозой (1,9—1,6 млрд. лет)
Основные тектонические элементы	Формирование гранулит-базитовой коры континентов в условиях отсутствия или слабого проявления тектонической дифференциации	Протогеосинклинали и лабильные протоплатформы (эпираннеархейские кратоны)	Геосинклинальные троги и эпиархейские протоплатформы с расположенными в их пределах прогибами и участками тектоно-ультраметагенной активизации	Консолидированные древние платформы с гетерогенным (катархейским, архейским, раннепротерозойским) фундаментом, местами подвергавшиеся тектоно-магматической активизации
Осадконакопление	Преобладает хемогенное (высокоглиноземистые породы, кварциты, кальцифиры)	Разнообразное при резко подчиненном хемогенном		
Метаморфизм, характер теплового потока	Гранулитовая фация, метаморфическая зональность отсутствует, тепловой поток устойчиво однородный и аномально высокий	Метаморфизм неравномерный линейно зональный от зеленосланцевой до высоких ступеней амфиболитовой и местами гранулитовой фаций. Тепловой поток неоднородный, более высокий в протогеосинклиналях	Метаморфизм неравномерный, зонально-линейный от зеленосланцевой до амфиболитовой фации; характерны парные метаморфические пояса	Метаморфизм зеленосланцевой фации, контролируемый зонами глубинных разломов
Характер магнитных и гравитационных аномалий	Пониженные магнитные и гравитационные поля мозаичного характера		Знакопеременные и преимущественно линейные магнитные и гравитационные поля	Сложный линейно-мозаичный характер магнитных и гравитационных полей
Магматизм	Площадное развитие андезито-базальтов и гипербазальтов, а также эндербитов, автохтонных метасоматических чарнокит-мигматитов и гранодиорит-гранит-мигматитов	В протогеосинклиналях эффузивы основного и среднего состава, габбро-анортозиты, автохтонные палингенно-метасоматические гранито-гнейсы (гранито-гнейсовые	Параавтохтонные и аллохтонные интрузивно-анатектические мигматиты, микроклиновые граниты (в протоплатформенных блоках и первичных срединных массивах),	Ареальное развитие вулканитов основного и кислого состава, мезо- и гипабиссальных интрузивов габброидов и гранитов рапакиви, комплекса щелочных сиенитов

		купола), плагиограниты и мигматиты	метабазиты (в трогах), жильные и аляскитовые граниты (в разломах)	
Типы складчатых систем	Нелинейная складчатость общего смятия, крупные складчатые овалы (по Л. И. Салопу), чашеобразные вулканотектонические структуры (по Е. В. Павловскому)	Сочетание линейных и куполовидных (гранито-гнейсовые купола) складок в пределах складчатых поясов	Линейные складки, группирующиеся в пояса и дуги; купола, возрожденные в результате ультраметаморфизма. На протоплатформах грабен-синклинали, моноклинали, брахиформные складки	Пологие складки наложенных впадин типа грабен-синклиналей, сводово-глыбовые поднятия
Разломы	Отсутствуют	Глубинные разломы, ограничивающие кратоны и определившие линейную складчатость, размещение интрузивов гипербазитов и проявление метаморфизма	Широкое развитие глубинных разломов, определивших положение геосинклинальных трогов, блоковое строение протоплатформ и проявление в них ультраметаморфизма. Образование зон смятия и будинажа, бластомилонитов и бластокатаклазитов	Омоложение раннепротерозойских разломов с проявлением вдоль них диафтореза зеленосланцевой фации и возникновение разломов, ограничивающих наложенные грабен-синклинали
Урановое рудообразование			1) Золото-ураноносные конгломераты (2,6—2,3 млрд. лет) в наложенных впадинах эпиархейских платформ 2) Редкоземельно-торий-урановые месторождения (1,9 млрд. лет) в зонах разломов фундамента активизированных эпиархейских кратонов и платформ	1) Урановые месторождения (1,7—1,8 млрд. лет), связанные со средне-низкотемпературным натровым метасоматозом в архейском цоколе и в наложенных отложениях раннепротерозойских геосинклинальных трогов 2) Урановые и медно-урановые месторождения прожилково-вкрапленных руд (1,7—1,8 млрд. лет) в наложенных отложениях раннепротерозойских геосинклиналей (Сев. Австралия)

5) появлением в заметных количествах кислорода в атмосфере.

Рассмотрение конкретных ураноносных провинций, где развиты редкоземельно-торий-урановые месторождения, показывает, что все эти особо отмеченные раннепротерозойские геологические события проявлены в блоках как древней, эпиархейской и даже эпикатархейской, так и раннепротерозойской консолидации. Они имеют явно наложенный характер и не связаны с процессами, предшествующими консолидации этих блоков. Правомерно в связи с этим рассматривать образование многих редкоземельно-торий-урановых месторождений в связи с раннепротерозойской ультраметагенной [204] или тектоно-ультраметагенной активизацией докембрийских щитов. Примером их являются охарактеризованные месторождения, развитые в зоне глубинного разлома среди древнейших пород гранулитового комплекса, подвергнутых ультраметаморфизму и регрессивному метаморфизму в условиях амфиболитовой фации, а также аналогичные по возрасту месторождения района озер Шарлебуа и Лак Ла Ронж провинции Черчилл на Канадском щите, где ультраметаморфизм и оруденение также значительно (более чем на 0,5 млрд. лет) оторвано от процессов консолидации кристаллического фундамента (цоколя) щитов.

Аналогичные соотношения между временем консолидации фундамента (более 1750 млн. лет) и ультраметаморфизмом (950 млн. лет) имеют место в провинции Гренвилл, где высокотемпературные редкоземельно-торий-урановые месторождения районов Вильберфорс, Банкрофт и Квебек своим происхождением обязаны также процессам ультраметагенной активизации, проявившимся в отличие от провинции Черчилл не в раннем, а в позднем протерозое (гренвильская эпоха).

Подобные соотношения между временем консолидации фундамента и процессами уранового рудообразования характерны и для урановых и железо-урановых месторождений, связанных с натровым и карбонатным метасоматозом. Однако последние, в отличие от редкоземельно-торий-урановых месторождений, оторваны на 200—250 млн. лет от раннепротерозойского глобального ультраметаморфизма, сопряжены во времени с гипабиссальными гранитоидными магматическими комплексами и развиты в блоках различной, как архейской, так и раннепротерозойской консолидации. В зонах развития этих месторождений все древнейшие структуры фундамента и структуры, образованные в процессе раннепротерозойской тектоно-ультраметагенной активизации, интенсивно переработаны в результате неоднократного дробления (катаклаза), а глубокометаморфизованные породы претерпели зеленосланцевый метаморфизм.

По-видимому, еще более значителен отрыв уранового оруденения от процессов формирования кристаллического фундамента на жильных месторождениях района Большого Медвежьего озера на Канадском щите, что подчеркивается наличием в этом районе дорудных даек диабазов.

Несмотря на то что общие принципы выделения разных по возрасту частей щитов наметились в пределах докембрийских областей достаточно отчетливо, они далеко не всегда трактуются однозначно применительно к оценке истории развития конкретных древних платформ и их щитов. Это обстоятельство во многих случаях затрудняет выяснение геотектонической позиции и типов ураноносных провинций. Все они, как было показано, образованы в процессе древнейших периодов активизации докембрийских щитов, однако история развития и время консолидации различных их блоков дискуссионны, что особенно наглядно видно на примере Канадского щита с его разновозрастным урановым оруденением различных генетических классов.

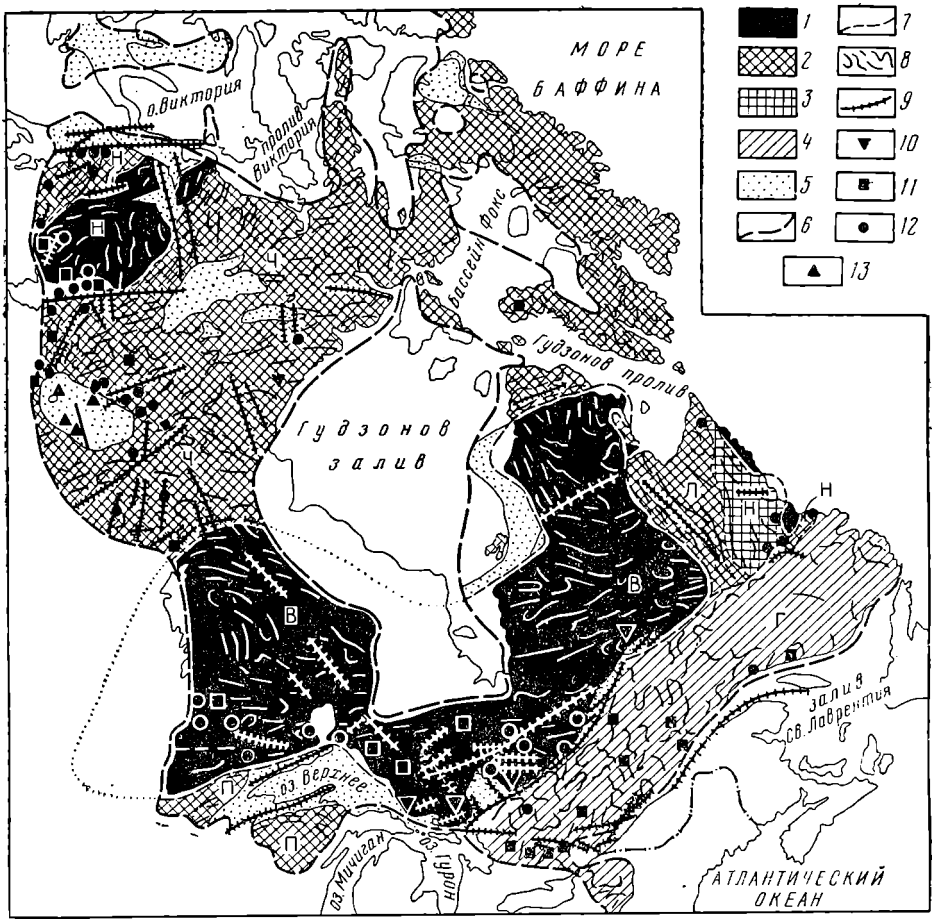


Рис. 64. Схема размещения урановых месторождений относительно структурно-металлогенических провинций Канадского щита. Составлена на тектонической основе Ч. Стоквелла [454].

1—4 — области докембрийской складчатости: *1* — кеноранская (В — провинция оз. Верхнего, Н — провинция Невольничья); *2* — гудзонская (Ч — провинция Черчилл, Л — провинция Лабрадор, П — Пенокийская провинция); *3* — эльсонская (Н — провинция Найн); *4* — гренвильская (Г — провинция Гренвилл). *5* — докембрийский платформенный чехол; *6* — граница Канадского щита; *7* — границы областей разновозрастной складчатости; *8* — простирания структур в гнейсах и кристаллических сланцах; *9* — разрывные нарушения; *10—13* — месторождения: *10* — золото-урраноносные конгломераты; *11* — урраноносные «пегматиты» (высокотемпературные редкоземельно-торий-урановые); *12* — средне-низкотемпературные гидротермальные; *13* — экзогенные

По представлениям канадских геологов, Канадский щит расколот на ряд крупных глыб, разделенных глубинными разломами и имеющих различную историю геологического развития. Существует несколько схем геотектонического районирования щита. Согласно наиболее распространенной схеме Ч. Стоквелла [454], на щите выделяются семь структурных провинций, из которых две древнейшие представляют собой области кеноранской складчатости (поздний архей, провинции оз. Верхнего и Невольничья), три других — области гудзонской (1750 млн. лет, провинции Черчилл, Лабрадор и Пенокийская), одна область эльсонской (1400—1300 млн. лет, провинция Найн) и одна — гренвильской (1000—900 млн. лет, провинция Гренвилл) складчатости (рис. 64).

Гидротермальные урановые месторождения и рудопроявления известны во всех этих провинциях и относятся к первым четырем из выделенных нами урановорудных эпох (к ранне-, средне- и двум верхнепротерозойским).

В последнее время увеличивается число данных по тектонике и возрасту пород Канадского щита, которые не согласуются с изложенной схемой тектонического районирования и требуют ее пересмотра. В частности, установлено, что геологическая история провинции Черчилл, где располагаются урановые месторождения района Биверлодж, уходит далеко в глубь выделяемого канадскими геологами археозойского цикла. Х. Баадсгард [356] показал, что гранитоиды этой провинции относятся к двум возрастным группам: более 2,5 и 1,9 млрд. лет. Большие значения возраста относятся ко времени проявления кеноранской орогении (поздний архей) и, соответственно, заставляют рассматривать вмещающие метаморфические толщи как более ранние образования. Меньшие значения возраста гранитоидов (второй группы), ранее связываемые с гудзонской орогенией, многократно повторяются и в других провинциях (оз. Верхнего, Невольничьей, Медвежьей) Канадского щита [361] и отвечают времени раннепротерозойского глобального ультраметаморфизма и тектогенеза, широко проявленным и давшим начало эндогенному урановому рудообразованию на других щитах.

Наиболее неожиданные результаты получены в провинциях оз. Верхнего и Гренвилл. В первой из них установлено, что зеленокаменные толщи, подвергшиеся кеноранской орогении на рубеже около 2,5 млрд. лет, не являются древнейшими образованиями этой провинции и залегают на более древнем гранито-гнейсовом комплексе так называемого кучичинского типа [419], метаморфизованном в условиях гранулитовой и регрессивной амфиболитовой фаций. В провинции Гренвилл, возраст пород которой считался верхнепротерозойским, установлены рвущие тела гранитов с возрастом 1750 млн. лет, что заставляет рассматривать возраст вмещающих гнейсов как более древний. Л. И. Салоп [264] параллелизует эти гнейсы и мигматиты с позднеархейским киватин-тимискамингским комплексом, однако местами они метаморфизованы в условиях гранулитовой фации, что допускает предположение о еще более древнем их возрасте.

Все эти новые данные по геологии Канадского щита нашли отражение на тектонической карте докембрия континентов масштаба 1 : 15 000 000, составленной коллективом авторов под руководством Ю. А. Косыгина и др. [232]. Кристаллический фундамент Канадского щита сложен древнейшими породами раннеархейского (катархейского) гранулитового комплекса, неравномерно переработанными в результате более поздних тектонических процессов гранитизации и регрессивного метаморфизма и перекрытыми более поздними зеленокаменными толщами и толщами тимискамингского типа, и наложенными впадинами, выполненными среднепротерозойскими обломочными породами.

В отличие от Канады, в Австралии гидротермальные урановые месторождения сосредоточены почти исключительно в восточной краевой части древней платформы. Они развиты в пределах ранне- и ранне-среднепротерозойских геосинклиналей и локализованы либо в архейском фундаменте срединных массивов (месторождение Радиум-Хилл), либо в складчатом геосинклинальном структурном этаже ранне-среднепротерозойских геосинклиналей (Мери Кетлин, месторождения района Рам-Джангла — Аллигейтор-Риверс, рис. 65). Так же как и на Канадском щите, урановое оруденение здесь в главной своей массе во времени оторвано на 150—200 млн. лет от собственно геосинклинального периода развития и раннепротерозойского глобального ультраметамор-

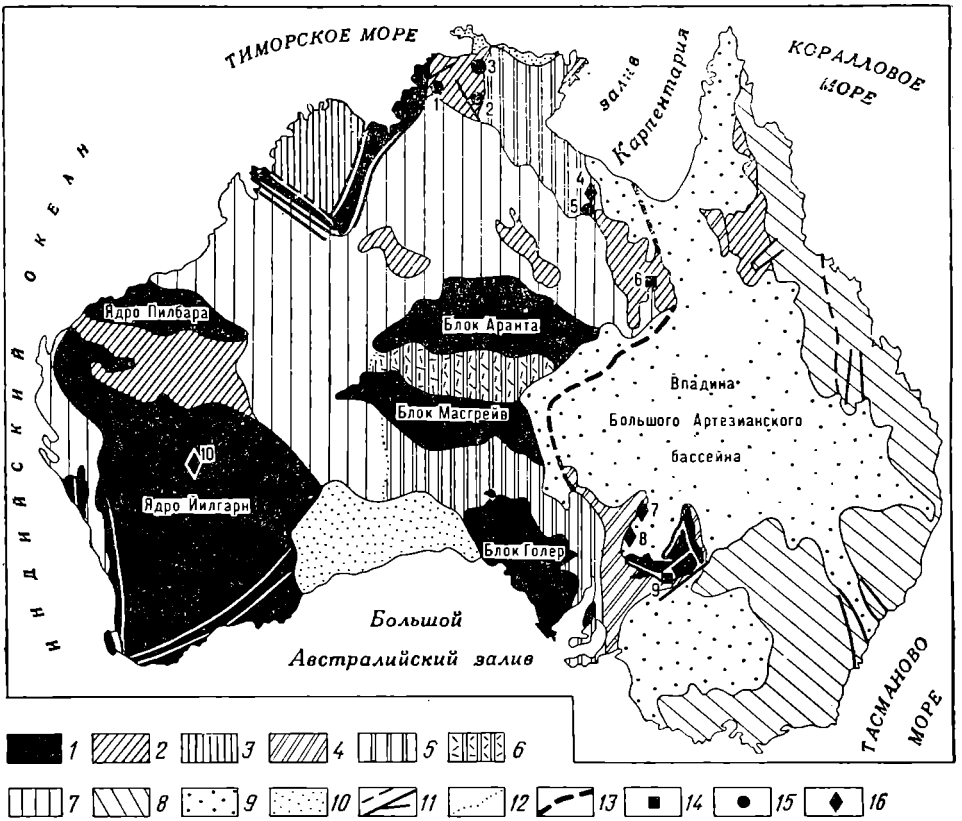


Рис. 65. Тектоническая схема Австралии. По С. Е. Колотухиной [128], с изменениями и дополнениями.

1 — архей — ядра, блоки; *2* — нижний и средний протерозой — складчатые пояса и активизированные области; *3* — нижний и средний протерозой — платформенный чехол; *4* — верхний протерозой — складчатые пояса; *5* — верхний протерозой — платформенный чехол; *6* — верхний протерозой — палеозой авлакогенов; *7* — палеозойский платформенный чехол; *8* — палеозой — складчатые пояса; *9* — мезо-кайнозойский платформенный чехол; *10* — кайнозой — платформенный чехол; *11* — разломы; *12* — предполагаемые границы под чехлом; *13* — предполагаемая граница древней Австралийской платформы; *14—16* — типы урановых месторождений: *14* — высокотемпературные гидротермальные, *15* — средне-низкотемпературные гидротермальные, *16* — экзогенные.

Основные урановорудные районы и месторождения Австралии (цифры на схеме): 1 — Рам-Джангл, 2 — Южный Аллигейтор, 3 — Аллигейтор-Риверс, 4 — Уэстмореленд, 5 — Панданус-Крик, 6 — Маунт-Айза — Мери Кетлин, 7 — Маунт-Пейнтер, 8 — оз. Фром (Биверли и др.), 9 — Радиум-Хилл, 10 — Йиллири (ураноносные калькреты)

физма. Образование урановых месторождений в результате проявления древнейших процессов тектоно-магматической (в том числе и тектоно-ультраметагенной) активизации является, таким образом, общей особенностью гидротермального уранового рудообразования на щитах.

В соответствии с основными структурными подразделениями щитов могут быть выделены два основных типа урановосных провинций: 1) активизированных древнейших раннеархейских ядер и эпиархейских кратонов и кратонных блоков, 2) активизированных интракратонных и краевых раннепротерозойских геосинклинальных областей (протогеосинклиналей).

Контуры областей активизации и приуроченных к ним уранопосных провинций обычно не совпадают с границами кратонов и протогеосинклиналей.

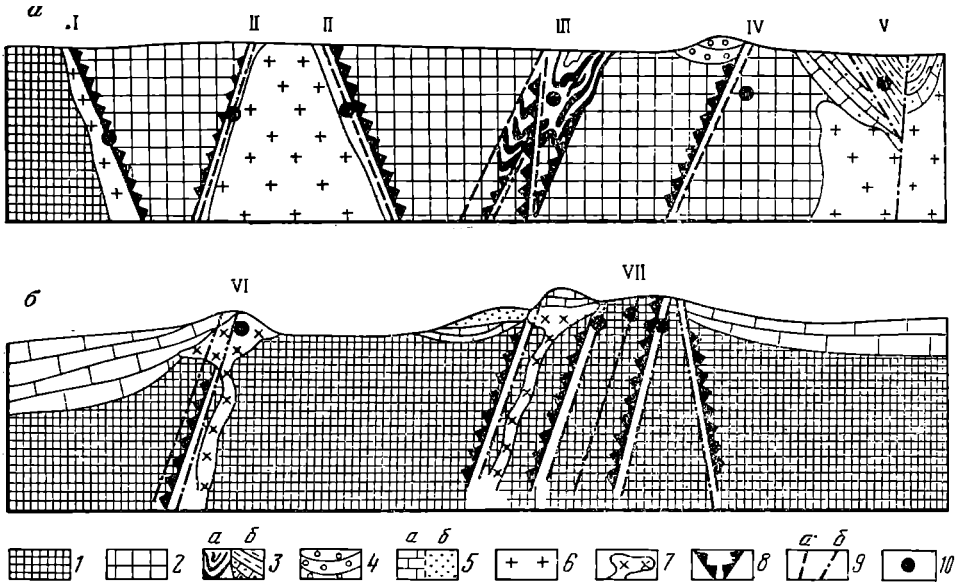


Рис. 66. Схема расположения урановых месторождений урановосных провинций докембрийских щитов с протерозойской (*а*) и мезозойской (*б*) тектоно-магматической активизацией.

1 — раннеархейский (катархейский) фундамент; *2* — позднеархейский фундамент; *3* — образования областей раннепротерозойской складчатости, представленные преимущественно железистыми кварцитами (*а*) и карбонатно-углисто-сланцевыми толщами (*б*); *4* — наложенные тектонические впадины, выполненные обломочными отложениями среднего протерозоя; *5* — платформенный чехол (*а*) и наложенные впадины вулканогенно-осадочных пород (*б*); *6* — раннепротерозойские калиевые гранитоиды (ультраметагенные); *7* — массивы и трещинные интрузии мезозойских щелочных пород; *8* — раннепротерозойские тектонические зоны с глубинными пластическими деформациями и проявлением ультраметаморфизма; *9* — тектонические зоны хрупких деформаций, представленные катаклазитами и милонитами зеленосланцевой фации (*а*) и брекчиями (*б*); *10* — урановые месторождения: I — редкоземельно-торий-урановые, связанные с высокотемпературными калиевыми метасоматитами; II — урановосных альбититов; III — железо-урановые, связанные с натровым и карбонатным метасоматозом; IV — урановосные низкотемпературные альбититы и кварц-карбонат-настурановые жилы района Биверлодж; V — медно-урановые, золото-урановые и урановые Северной Австралии (Рам-Джангл и др.); VI — торий-урановые в мезозойских щелочных массивах; VII — браннеритовые

В одних случаях они занимают лишь отдельные их участки, в других — пересекают их в виде протяженных наложенных поясов. Поэтому выделение обоих типов провинций в известной мере условно. Однако во всех случаях важнейшим структурным элементом таких областей являются зоны глубинных и региональных разломов, определившие их глыбовую перестройку и размещение ультраметаморфических и магматических образований и гидротермальных урановых месторождений. Схематически положение докембрийских урановых месторождений во внутренней структуре щитов показано на рис. 66, *а*.

В связи с повторяемостью процессов активизации многие урановосные провинции характеризуются полицикличностью (полихронностью) оруденения. Ярким примером рудоносных территорий с полицикличным урановым оруденением служит район Биверлодж на Канадском щите, где пространственно совмещены так называемые урановосные пегматиты (редкоземельно-торий-урановые месторождения, связанные с высокотемпературным калиевым метасоматозом), и урановые месторождения, связанные с натровым метасоматозом (см. рис. 64).

УРАНОНОСНЫЕ ПРОВИНЦИИ ФАНЕРОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Урановорудными провинциями складчатых областей являются, как правило, срединные массивы, жесткие стабильно развивавшиеся интрагеоантиклинальные зоны, краевые вулканические пояса, а также краевые прогибы, осложненные поперечными поднятиями и представляющие собой части окружающей геосинклиналь рамы, вовлеченные в геосинклинальное развитие на ее заключительных этапах. По возрасту выделяются каледонские, варисцийские и мезо-кайнозойские (ларамийско-альпийские) провинции. Размеры, интенсивность проявления и возраст эндогенного рудообразования в каждом типе провинций определяются рядом факторов. Ниже эти факторы рассмотрены на примере геологического развития урановосных территорий разнотипных и разновозрастных провинций.

УРАНОНОСНЫЕ ПРОВИНЦИИ КАЛЕДОНСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Под урановорудными провинциями каледонских складчатых областей понимаются урановосные территории, закончившие развитие и консолидировавшиеся в результате раннепалеозойского тектоно-магматического цикла геологического развития земной коры. По сравнению с мезо-кайнозойскими и позднепалеозойскими складчатыми областями, а также докембрийскими щитами и областями мезо-кайнозойской активизации каледонские складчатые области распространены на земном шаре относительно редко. К ним относятся: в Северной Америке Аппалачи, в Европе обрамление Фенно-Скандинавии и северная часть Англии, в Азии отдельные территории Сибири, восточная часть Австралийского материка и др.

Урановосные каледонские провинции приурочены к раннепалеозойским геосинклиналям, заложившимся на докембрийских платформах и щитах. Поэтому в фундаменте геосинклинального осадочно-вулканогенного комплекса залегают как глубоко метаморфизованные протогеосинклинальные толщи, так и слабо метаморфизованные верхнепротерозойские платформенные осадочные породы, лишенные синхронного с ними магматизма. При этом между собственно платформенным комплексом пород и нижнепалеозойскими (кембрийскими) геосинклинальными образованиями существенных угловых несогласий не наблюдается.

Раннепалеозойская — каледонская геосинклиналь заложилась на коре континентального типа уменьшенной мощности. По площади толщина коры существенно изменялась, главным образом за счет вариаций в «гранитном» слое. Блоки с уменьшенной его мощностью в процессе геосинклинального развития погружались, образуя зоны с эв- или миогеосинклинальным режимами развития, блоки с повышенной мощностью гранитного слоя воздымались, образуя поднятия интрагеоантиклинального типа. Серия сближенных по площади такого рода поднятий нередко образует срединный массив, а вся провинция в целом приобретает блоковое клавишное строение. Каждый блок отделяется от сопредельного зоной глубинного разлома, по которому суммарная вертикальная амплитуда относительного перемещения блоков за время геосинклинального развития достигала 7—15 км (рис. 67). Наиболее благоприятными для развития уранового эндогенного оруденения являются части каледонских складчатых областей, насыщенные стабильными блоками воздымания и претерпевшие инверсию и общую консолидацию в силуре, в раннюю стадию развития

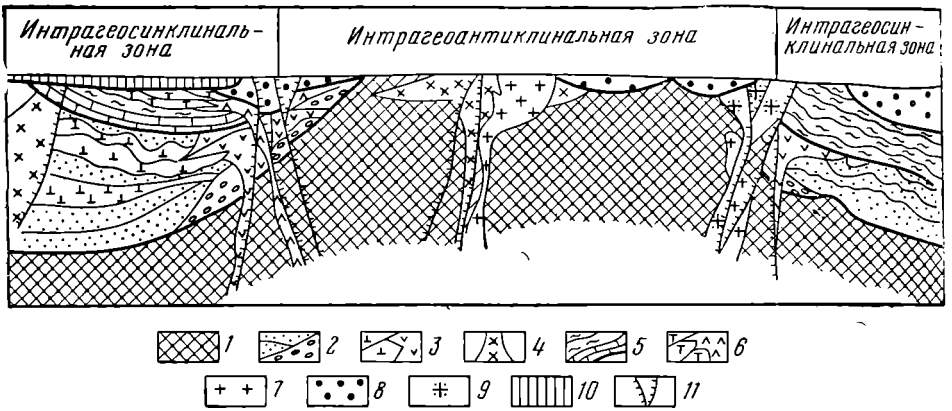


Рис. 67. Обобщенный поперечный разрез интрагеоантиклинальной зоны каледонского возраста.

Нижний структурный этаж: *1* — гнейсы, кварциты, порфироиды, кристаллические сланцы. Средний структурный этаж. Нижний ярус: *2* — конгломераты и песчаники; *3* — туфы и лавы диабазов, андезитов и кварцевых порфиров; *4* — интрузии гранитоидов. Средний ярус: *5* — известняки, алевролиты и песчаники; *6* — туфы и лавы андезито-базальтов, дацитов и кварцевых порфиров; *7* — интрузивные массивы гранитоидов. Верхний ярус: *8* — пестроцветные конгломераты и песчаники, лавы андезитовых порфиритов и кварцевых порфиров; *9* — интрузивы гранитоидов. Верхний (платформенный) структурный этаж: *10* — известняки, песчаники, алевролиты, бурые угли. *11* — разломы

(так называемые ранние каледониды). Эти части геосинклинали в инверсионный период характеризуются внедрением многофазных батолитоподобных масс гранитоидов диорит-гранодиорит-плагиогранитного ряда, а в процессе консолидации и орогенного периода развития — формированием серии гранитных интрузивных комплексов, включающих аляскитовые и лейкократовые граниты. При этом интрузивные тела гранитоидов формируются преимущественно в пределах срединных массивов и в блоках, стабильно воздымавшихся в процессе геосинклинального развития. В заключительную стадию орогенеза в результате интенсивной тектоно-магматической деятельности на территории провинции происходит формирование депрессий, выполненных молассовыми или вулканогенно-молассовыми отложениями с интрузивами и субвулканическими телами порфировидных гранитов, граносиенитов, фельзитов и кварцевых порфиров. Как сами депрессии, так и интрузивные породы, прорывающие отложения депрессий, приурочены к ограничивающим и реже внутриблоковым зонам глубинных разломов и обрамляют куполовидные структуры, образованные гранитоидными многофазными массивами сложного состава.

Урановые гидротермальные месторождения и сопутствующие им гидротермальные месторождения других полезных ископаемых возникают на заключительных стадиях формирования депрессий на фоне общего постепенного погружения провинции, которая к этому времени консолидируется и превращается в эпикаледонскую платформу. В таком типе провинций эндогенные урановые рудные поля располагаются в узлах пересечения и сопряжения зон глубинных разломов и залегают в породах фундамента, протерозойском платформенном чехле, в комплексе геосинклинальных образований каледонид, в породах наложенных вулканогенных депрессий и в гранитоидных массивах различного возраста. Помимо позднекаледонских руд известны более древние урановые эндогенные месторождения, связанные с формированием орогенного комплекса пород протерозойской геосинклинали.

В самой провинции развиваются два типа урановорудных формаций. Один из них представлен урановыми и уран-молибденовыми месторождениями, сопряженными с березитизацией вмещающих пород, другой — урановыми, уран-молибденовыми и уран-фосфорными месторождениями, сопряженными с альбитизацией вмещающих пород. Первые из них тяготеют к областям развития континентального вулканизма диабаз-андезит-липаритового ряда, второй тип развит в зонах глубинных разломов, контролирующих интрузии гранитоидов поздних или ранних магматических комплексов, в местах сопряжения и пересечения надразломных складок, выполненных осадочно-вулканогенными породами.

Части каледонских геосинклинальных складчатых областей, слабо насыщенные блоками переработанной протерозойской платформы, заканчивают геосинклинальное развитие, проходят инверсию и консолидируются в более позднее время (поздние каледониды). Участки этих провинций, характеризующиеся широким площадным развитием на заключительных этапах формирования (орогенный период) наземного вулканизма диабаз-андезит-липаритового ряда, также являются ураноносными. Месторождения, рудные поля и узлы в таких провинциях тяготеют к зонам пересечения и сопряжения разнонаправленных скрытых зон глубинных разломов. Эти участки характеризуются широким развитием субвулканических тел и нередко представляют собой сложно построенные вулканические кальдеры. Для них характерны урановые и уран-молибденовые рудные тела, залегающие в березитизированных вулканогенных образованиях различных фациальных разновидностей.

В каледонских урановорудных провинциях обычно широко развиты ранние золоторудные и скарново-магнетитовые месторождения, редкометальные (оловянные, молибденовые и вольфрамовые) жильные и грейзеновые, связанные с формированием поздних, но предмолассовых комплексов аляскитовых и лейкократовых гранитов, а также уран-фтор-апатитовые гидротермальные в известковых толщах, сопровождающиеся эйситизацией алюмосиликатных пород и перекристаллизацией карбонатных толщ вблизи руд. Известны также кварц-баритовые и золото-серебряные с сульфидами свинца и цинка месторождения в березитах, завершающие процесс эндогенного уранового рудообразования.

При общем большом разбросе урановых руд по стратиграфическому разрезу провинций в каждом рудном поле проявлен определенный, но специфический для него структурно-литологический контроль урановых руд, который определяет морфологию, склонение и положение в вертикальном разрезе урановых рудных тел. В одних случаях благоприятными являются послойные срывы вблизи контактов разновозрастных толщ, горизонты амфиболитов и т. п., в других — субвулканические тела и сложно построенные вулканические аппараты различного возраста и состава. Однако ведущим рудоконтролирующим и рудовмещающим элементом всегда остаются разломы и тектонические трещины разных масштабов.

УРАНОНОСНЫЕ ПРОВИНЦИИ ВАРИСЦИЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Ураноносные провинции варисцийского возраста располагаются обычно в складчатых поясах полигенного развития, в которых варисцийский цикл играл решающую роль. В пределах земного шара выделяется два наиболее крупных пояса. Один из них пересекает Евро-Азиатский континент в близширотном направлении, от него в районе Урала и Западной Сибири отходит близмеридиональная, а на территории Китая юго-восточная ветви. Другой пояс

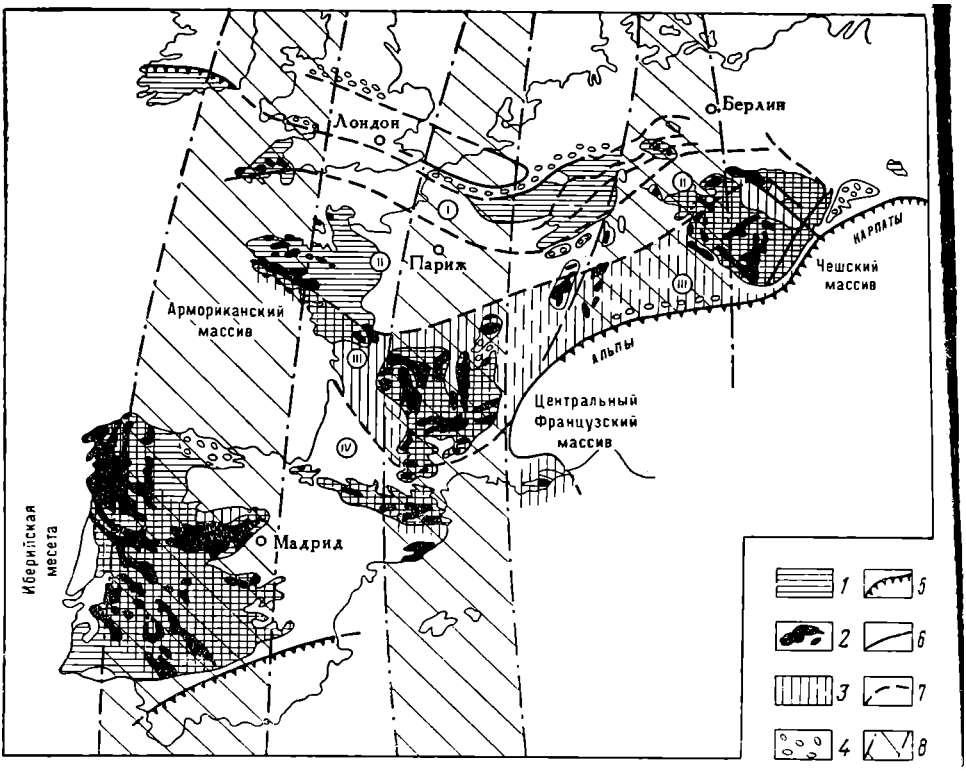


Рис. 68. Тектоническая схема Европы в варисцийскую эпоху. По Ф. Коссмату, С. Бубнову, Г. Штилле. Ж. Обуэну, с дополнениями М. А. Фаворской и авторов.

1 — выходы домезозойских пород; *2* — граниты варисцийского возраста; *3* — области интенсивного регионального метаморфизма; *4* — тыльные, внутренние и передовые прогибы; *5* — зоны альпийских и других надвигов; *6* — крупные разрывные нарушения; *7* — границы структурно-формационных зон; *8* — зоны рудоконтролирующих разломов

Структурно-формационные зоны: I — Рено-Герцинская, II — Саксо-Тюрингская, III — Молданубская, IV — Южная (Черных гор)

близмеридионального направления проходит по западной окраине Южно-Американского материка. В северном направлении он разветвляется на две части: меридиональную и северо-восточную, которые обрамляют Северо-Американскую платформу. Далеко не на всем протяжении эти пояса ураноносны, что связано со многими причинами и особенностями истории их геологического развития.

Наиболее типичными примерами являются ураноносные провинции европейской части Евро-Азиатского подвижного пояса, который включает здесь байкальскую, каледонскую и собственно варисцийскую геосинклинально-складчатые системы субширотного направления. Эта часть подвижного пояса характеризуется корой континентального типа уменьшенной мощности (40–25 км), на которой развивались геосинклинальные прогибы, срединные массивы и переходные области. Выступы фундамента ранней протерозойской консолидации составляют основу Центрально-Французского, Верхне-Рейнского (Шварцвальд, Вогезы), Чешского (Богемского) и других массивов, которые, по мнению авторов, представляют собой единый Франко-Чешский срединный массив, обрамленный палеозойскими геосинклиналями (рис. 68).

Центральные части массивов сложены наиболее древними метаморфическими и гранитизированными комплексами среднего — верхнего протерозоя и палеозойскими гранитоидами, их краевые части и обрамление — в различной степени метаморфизованными верхнепротерозойскими и палеозойскими эв- и миогеосинклинальными, а также верхнепалеозойскими орогенными молассовыми и частично вулканогенными комплексами. Эти различные по строению и развитию структурно-формационные области для массива соответствуют Молданубской и Саксо-Тюрингской зонам, для обрамления — Рено-Герцинской и Вестфальской зонам Ф. Коссмата, Г. Штилле и др.

Франко-Чешский срединный массив, вытянутый в восточно-северо-восточном направлении и представляющий собой переработанную часть добайкальской протоплатформы, фундамент которой сходен с фундаментом Балтийского и Украинского щитов, окружен с севера и юга крупными и протяженными рифейско-палеозойскими прогибами. Геосинклинальное развитие этих прогибов на севере закончилось в конце палеозоя многофазной варисцийской складчатостью. В результате область начиная с поздней перми и триаса превратилась в молодую эпиварисцийскую, но недостаточно устойчивую платформу. К югу от массива геосинклинальные условия после некоторого кратковременного перерыва возобновились и продолжались в течение всего мезозоя и кайнозоя, вплоть до настоящего времени.

Проявленные в пермо-карбоне интенсивные тектонические движения и гранитоидный магматизм, сопровождавшиеся образованием мощных и широко распространенных моласс и вулканитов, отображают, с одной стороны, орогенный период, закономерно заканчивающий не только собственно варисцийский, но и по существу незавершенные предшествующие каледонский и байкальский (ассинтский) геосинклинальные циклы развития, с другой — являются эпохой тектоно-магматической активизации для жестких ядер ранней консолидации массива и соседней платформы.

Франко-Чешский срединный массив имеет сложное мозаично-блоковое внутреннее строение и зональное развитие. Центральные его части в течение почти всего фанерозоя представляли собой участки земной коры, по развитию сходные с соседними щитами или платформами. Его краевые части являются переходными и характеризуются переплетением как платформенных или полуплатформенных, так и геосинклинальных или субгеосинклинальных черт развития и строения. Земная кора в этом регионе также обладает весьма неоднородным строением как в плане, так и по вертикали. При общем сравнительно постепенном уменьшении ее мощности от центра к периферии по блокам и крупным тектоническим зонам отмечаются значительные ступенчатые перепады и происходит существенное изменение толщины «гранитного» и «базальтового» слоев. В блоках отрицательных структур (прогибах-синклинориях) обычно мощность «гранитного» слоя меньше мощности «базальтового» и их соотношение составляет примерно 1 : 2. В блоках положительных структур (геоантиклинальных поднятий), наоборот, мощность «гранитного» слоя больше «базальтового», причем их соотношение иногда достигает 2 : 1. Выделяется три типа геоантиклинальных блоков: а) с постоянной тенденцией медленного воздымания и роста «гранитного» слоя вследствие длительного и разновозрастного процесса гранитизации (молданубского, ассинтского, каледонского и варисцийского); б) с неравномерным и быстрым воздыманием и слабой гранитизацией; в) инверсионные, характеризовавшиеся сначала воздыманием и ранней частичной гранитизацией, а затем опусканием и последующей базификацией.

В позднем мезозое и в кайнозое молодая эпиварисцийская платформа северной и восточной краевых частей массива подверглась тектонической (J_3—Cr_1) и тектоно-магматической (Pg_3—N_1) активизации с частичной базификацией земной коры в отдельных блоках и тектонических зонах. В результате на фоне крупных депрессий — синеклиз и молодых щитов образовались различные по масштабу поперечные горст-антиклинальные поднятия, выступы и грабены. Тектонические движения сопровождались наземным вулканизмом базальтоидного и щелочно-базальтоидного типов, который наиболее интенсивно проявился в альпийское время и слабо (предположительно) в конце киммерийской эпохи. Скорее всего, эти тектоно-магматические процессы являются отголосками главных эпох складчатости соседней альпийской геосинклинальной системы.

Геосинклинально-складчатые варисцийские и более древние системы, находящиеся в пределах подвижного пояса и имеющие как линейное, так и зонально-кольцевое строение, обусловлены развитием здесь разнотипных и различно ориентированных зон глубинных разломов глобального и регионального значения. Среди них различаются:

1) краевые швы северо-западного и субширотного простирания, отделяющие геосинклинально-складчатые системы и их срединный массив от соседних древних платформ и щитов;

2) главные швы субширотного, северо-восточного и северо-западного направлений основных геосинклинальных рвов и расположенных на их продолжении авлакогенов и прогибов в прилегающих древних платформах;

3) краевые офиолитовые швы и вулканические пояса различных направлений, обрамляющие срединный массив и отдельные его жесткие геоантиклинальные блоки;

4) глобальные рифтовые зоны и их ветви поперечного субмеридионального и других направлений, рассекающие срединный массив и геосинклинальные системы обрамления и приводящие в соприкосновение архейский и протерозойский фундамент соседних щитов и платформ;

5) сквозные линеаменты орогенно-рифтогенного типа северо-западного направления, расположенные на продолжении соответствующих ветвей глобального рифтового пояса.

В пределах охарактеризованной территории, имеющей гетерогенное строение, выделяется несколько урановорудных провинций. Одна из них приурочена к Центрально-Французскому массиву и его обрамлению [343, 281, 185]. Она развивается на древней дорифейской коре континентального типа, прошедшей переработку в байкальскую, каледонскую и варисцийскую геосинклинальные стадии и характеризующейся пониженной ее мощностью (30—45 км).

Наиболее древние породы, слагающие кристаллическое основание массива, обнажаются в центральной его части. Они представлены гнейсами, амфиболитами, кварцитами и другими метаморфическими породами общей мощностью около 10 км, а также более молодой слюдисто-сланцевой толщей. По данным радиологических исследований упомянутые толщи были сформированы примерно 800 млн. лет назад, а дислоцированы и метаморфизованы в позднем докембрии. Развитые среди них мигматиты имеют возраст от 680 до 330 млн. лет. По южному обрамлению Центрально-Французского массива кристаллическое основание с небольшим несогласием перекрыто осадочным чехлом раннекембрийского возраста. В других районах на размытые породы фундамента налегают девон-каменноугольные отложения, прорванные массивами гранитоидов и связанными с ними дайками. Среди варисцийских интрузивных образо-

ваний преобладают граниты калиевого ряда раннекарбонового возраста (336—340 млн. лет). Наряду с ними выделяются более молодые пермо-карбоновые двуслюдяные лейкократовые граниты и гранит-порфиры. Они характеризуются неравномерным, но повышенным содержанием радиоактивных элементов.

Весь массив разбит зонами крупных разломов, главным образом широтного и меридионального направления, на ряд блоков. Они способствовали проникновению постмагматических растворов и оказывали большое влияние на локализацию гидротермального оруденения. Наиболее крупные из известных здесь месторождений вольфрама и висмута связаны с самыми молодыми двуслюдяными гранитами и гранит-порфирами. Эндогенное урановое оруденение массива также обнаруживает тесную пространственную связь с этими гранитами и, по-видимому, сформировалось в раннепермское время. Урановосные жилы пересекают кварц-вольфрамитовые жилы. Абсолютный возраст наиболее раннего первичного настурана из месторождений 265 млн. лет. В то же время имеются значения в 105—147 млн. лет более молодого переотложенного уранового оруденения.

Урановые месторождения тяготеют к массивам поздних гранитов и располагаются либо внутри них, либо вблизи их контактов, среди гнейсов, мигматитов или кристаллических сланцев протерозоя в местах пересечения их разломами северо-западного и северо-восточного простирания. Простые по вещественному составу руды представлены кварц-настурановой или кварц-флюорит-настурановой ассоциациями, иногда с сульфидами. Имеющиеся в районе медные и свинцово-цинковые месторождения содержат незначительные количества более позднего уранового оруденения.

Ряд полиметаллических и сурьмяных месторождений в южной части массива являются более молодыми, так как иногда они залегают среди юрских отложений и соответственно время их формирования датируется верхней юрой.

Аналогичные месторождения характерны и для Арморикансного массива, расположенного на западе Франции. Геологическое строение его сходно с Центрально-Французским массивом. Наиболее древними образованиями здесь являются метаморфизованные толщи докембрия, на которые трансгрессивно налегают образования палеозоя. Крупные интрузивные массивы гранитоидов сформировались в позднем палеозое. Самые молодые лейкократовые двуслюдяные граниты и гранит-порфиры внедрились в раннепермское время, но до образования мезозойских отложений. Абсолютный возраст их 300—250 млн. лет.

Редкометальные (вольфрамовые, оловянные) и урановые жильные месторождения тяготеют к молодым лейкократовым двуслюдяным гранитам и гранит-порфирам. Урановые месторождения представлены кварц-флюорит-настурановой ассоциацией. Эти месторождения являются более поздними относительно редкометальных и связаны с ними только пространственно. Их абсолютный возраст, по данным Ч. Костельяни, 280—265 млн. лет. Наряду с этим в районе отмечаются также более молодые месторождения сурьмы и свинца.

Варисцийские урановорудные провинции известны и в восточной части Евро-Азиатского пояса. Они, как правило, также тяготеют к срединным массивам или к интрагеоантиклинальным зонам подвижного пояса. Урановосные провинции развиваются на коре несколько уменьшенной мощности (38—45 км) при мощности «гранитного» слоя 20—25 км. Эти территории в поздне-среднепротерозойское время представляли собой геосинклинальные области. В раннем палеозое геосинклинальный процесс был завершен и в течение позднего девона — раннего карбона на этих площадях господствовали

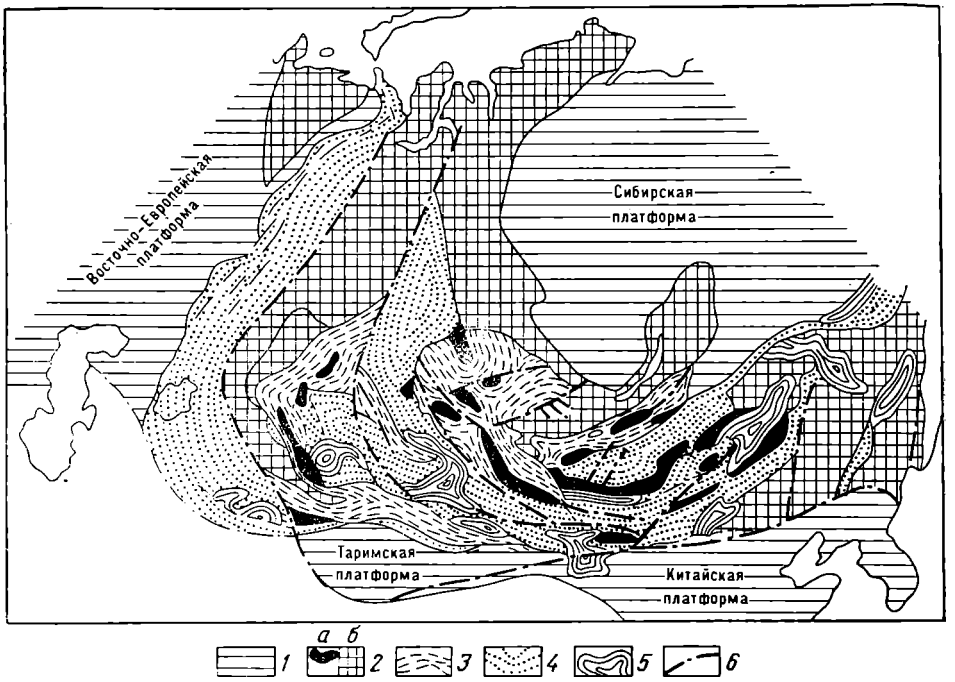


Рис. 69. Тектоническая схема восточной части Евро-Азиатского складчатого пояса. По Н. Г. Марковой и М. В. Муратову.

1 — древние платформы; *2* — байкальские складчатые области и основание срединных массивов, выходящие на поверхность или под платформенным чехлом (*а* — мелкие, *б* — значительные); *3* — каледонские складчатые области на поверхности или под платформенным чехлом; *4* — герцинские складчатые области на поверхности или под платформенным чехлом; *5* — мезозойские и кайнозойские наложенные впадины; *6* — разломы

субплатформенные условия. В позднепалеозойское время (поздний карбон — пермь) территории ураноносных провинций претерпели орогенный этап развития (местами по обрамлению жестких массивов), очень сходный с тектоно-магматической активизацией. В результате произошло подновление ранее существовавших разломов и возникновение новых, в большинстве случаев, служивших каналами для магматических расплавов гранитоидного состава (рис. 69). Дифференцированные перемещения вдоль разломов привели к возникновению прогибов и последующему заполнению их молассами. На поднятиях и по их обрамлению проявилась интенсивная вулканическая деятельность, сопровождавшаяся формированием остаточных депрессий и наложенных впадин, нередко с отчетливо выраженными кальдерами проседания. Вулканизм характеризовался цикличным развитием со сменой пород от основных (в начале цикла) до кислых и слабо щелочных (к концу цикла). Как правило, наиболее широкое проявление кислых разностей наблюдается в областях развития гнейсовых куполов и распространения мигматитов, а основных разностей вулканогенных образований на площадях, фундамент которых сложен древними, преимущественно метаморфизованными эффузивами и различными сланцами.

Рудные процессы проявлялись в конце тектоно-магматической активизации. Они привели к формированию месторождений меди, свинца, цинка,

флюорита, олова, урана и других металлов. Характерно неравномерное распределение радиоактивных элементов в породах, слагающих урапоносные провинции, и местами явные признаки их перераспределения.

УРАНОНОСНЫЕ ПРОВИНЦИИ АЛЬПИЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Области альпийской складчатости в отличие от древних территорий характеризуются более длительным развитием и соответственно более сложным геологическим строением. Некоторые участки этих областей многократно подвергались тектоническим деформациям, сопровождавшимся внедрением разновозрастных магматических пород разнообразного состава. В связи с этим в альпийских областях формирование эндогенного уранового оруденения происходило в различные эпохи развития, т. е. многоактно и главным образом в связи с варисцийским и мезо-кайнозойским циклами. В отдельных районах наблюдаются месторождения одного из этих этапов. В ряде случаев разновозрастное урановое оруденение пространственно совмещено, т. е. находится в пределах одних и тех же тектонических блоков.

Эндогенное урановое оруденение известно во многих районах, относящихся к областям альпийской складчатости. Наиболее значительные урановорудные провинции находятся в западной части Северной Америки, в пределах Скалистых гор, а также в ряде районов Европейско-Малоазиатского отрезка Альпийского пояса [50].

Урапоносные площади этих провинций приурочены к участкам орогенических поясов, которые в позднеальпийское время (поздний эоцен — неоген), развивались как области тектоно-магматической активизации. Здесь широко проявлены глубинные разломы, ориентированные как в направлении основных элементов складчатости близрасположенных геосинклинальных зон, так и перпендикулярно к ним. Для урапоносных территорий характерно блоково-мозаичное строение с выходом в отдельных участках древнего (допалеозойского или раннепалеозойского) фундамента на дневную поверхность, сложенного главным образом метаморфическим комплексом пород. В палеозое и раннем мезозое все они сохраняли тенденцию к воздыманию. В период тектоно-магматической активизации, совпадающей с заключительным (орогенным) этапом развития геосинклинали, в урапоносных районах формировались разнообразные вулканогенные и интрузивные породы. Вулканизм проявлялся в наземных или близких к ним условиях и характеризовался широким развитием субвулканических и экструзивных фаций. Интрузивные породы слагают небольшие массивы нередко межпластовой формы. В пространственном размещении тех и других большую роль играли разломы длительного развития. Наряду с магматическими породами и одновременно с ними на площади относительно прогнутых блоков формировались наложенные депрессии. В их пределах накапливались вулканогенно-терригенные и озерно-континентальные отложения, местами угленосные и гипсо-соленосные.

Все области характеризуются сходной металлогенической специализацией — наличием гидротермальных месторождений меди, молибдена, золота, свинца, цинка, сурьмы и мышьяка, образовавшихся в связи с тектоно-магматической активизацией, но раньше геотектонического (N_3—Q) цикла. Урановое оруденение сформировалось также в заключительный этап тектоно-магматической активизации, несколько позднее перечисленных месторождений других металлов, но до проявления неотектонического цикла.

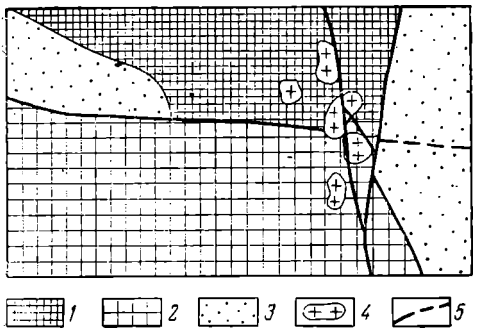


Рис. 70. Положение урановоносной провинции в краевой части альпийского пояса, вблизи эпигерцинской платформы.

1 — эпигерцинская плита; *2* — выступ фундамента, перекрытый юрско-меловыми платформенными отложениями; *3* — молассовые отложения (N); *4* — субвулканические тела гранитного состава (N); *5* — разрывные нарушения

Урановосные провинции находятся на значительном удалении от краев древних платформ. Наряду с ними известны единичные случаи, когда рудные районы располагаются в пределах пограничной зоны передового прогиба альпийской геосинклинали и эпиварисцийской платформы. Эти территории по существу являются фрагментами платформы, переработанными поздними тектоно-магматическими процессами.

Описываемый район пространственно тяготеет к зоне глубинного разлома субмеридионального простирания (рис. 70). Западная его часть перекрыта моноклинально залегающими маломощными отложениями юрского и мелового возраста, которые соответствуют субплатформенным образованиям. С востока и северо-запада выступ фундамента ограничен разломами, отделяющими его от прогибов, выполненных обломочными континентальными отложениями неогена. Серия более мелких, но также долгоживущих нарушений разделяет его на тектонические блоки с разным режимом развития. В пределах наиболее приподнятых блоков на дневной поверхности обнажаются гнейсы и метаморфические сланцы, прорванные палеозойскими гранитами. Осадочные мезозойские отложения (юрские и меловые) образуют маломощный чехол, залегающий непосредственно на породах фундамента. В неогеновое время район подвергся тектонической деформации, которая сопровождалась магматической деятельностью. В северной части сформировалась серия близповерхностных малых интрузивов, сложенных порфировыми породами гранитного состава, характеризующимися повышенной щелочностью — граносиенит-порфирами, гранит-порфирами и т. п. Абсолютный возраст их определен в 12 млн. лет (миоцен) [199]. Урановые месторождения размещаются вдоль разрывных нарушений, пересекающих эти массивы.

Приведенная краткая характеристика урановосных провинций фанерозойских складчатых областей показывает, что несмотря на различное время формирования уранового оруденения, в их геотектоническом развитии наблюдается ряд сходных черт:

1) заложение геосинклиналей на консолидированном фундаменте. Незавершенность более ранних циклов тектонического развития (байкальского для каледонид, каледонского для варисцид и варисцийского для альпийских провинций);

2) весьма дифференцированное неоднородное строение земной коры континентального типа с существенно отличающимися мощностями «гранитного» («гранито-метаморфического») и «базальтового» слоев в разных блоках;

3) наличие ядер ранней консолидации и гнейсовых купольных структур, образующих геоантиклинальные блоки и срединные массивы, линейные и дугообразные пояса, в которых длительно, многократно и унаследованно проявлялись различные процессы гранитизации и кислого магматизма. В их пределах орогенный период тектонического цикла, с которым связано урановое оруденение, выразился в виде интенсивной тектоно-магматической активизации (формирование комплексов гранитоидов или вулканогенных толщ);

4) наличие сложных тектонических узлов сочленения различно ориентированных глубинных разломов глобального значения и их ветвей, ограничивающих и пересекающих урановорудные провинции;

5) унаследованная региональная и локальная геохимическая специализация разновозрастных метаморфических, осадочных и магматических комплексов;

6) интенсивное проявление разнотипных и разновозрастных рудных и метасоматических формаций различных металлов, в том числе урана, но с определенным набором жильных минералов, которые свидетельствуют о проявлении мощных газово-тепловых потоков галоидно-карбонатного состава;

7) полихронное развитие различного, в том числе уранового оруденения. Наличие в рудоносных провинциях наряду с эндогенными также гидрогенных (экзогенных) урановых месторождений.

УРАНОНОСНЫЕ ПРОВИНЦИИ ОБЛАСТЕЙ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Тектоно-магматическая активизация играет исключительно большую роль в преобразовании различных структур земной коры и определяет особенности металлогении многих районов. Активизации подвергаются щиты, платформы и геосинклинальные области с завершенной складчатостью.

УРАНОНОСНЫЕ ПРОВИНЦИИ АКТИВИЗИРОВАННЫХ ЩИТОВ

В отличие от фанерозойских складчатых областей процессы мезозойской тектоно-магматической активизации на докембрийских щитах во времени резко оторваны (на 1,5—1,8 млрд. лет и более) от периода окончательной консолидации глубокометаморфизованного складчатого основания (фундамента) этих древнейших геоструктурных элементов земной коры. Они наложены не только на глубокометаморфизованные породы кристаллического фундамента, но и на структуры всех последующих (от среднего протерозоя до позднего палеозоя включительно) эпох активизации докембрийских щитов. Длительная эволюция геологических процессов на активизированных щитах обусловила в урановоносных провинциях пространственную совмещенность (своеобразную региональную телескопированность) рудных, в том числе урановых месторождений и проявлений, а в ряде случаев предопределила проявление унаследования (полихронности) в рудообразовании, выраженного в «сквозном» развитии ряда одних и тех же металлов в различные металлогенические эпохи. Однако главные особенности геологических процессов периода мезозойской тектоно-магматической активизации в пределах докембрийских щитов в целом те же, что и в складчатых областях. Они характеризуются: контрастными глыбовыми (блоковыми) и сводово-глыбовыми движениями с омоложением древнейших зон глубинных разломов и заложением новых, несогласных со

структурным планом фундамента и платформенного чехла; формированием систем сводов (купольно-блоковых поднятий) и горстов и компенсирующих их пологих впадин, грабенов, кольцевых и конических вулкано-тектонических структур; интенсивным проявлением разнообразного магматизма и гидротермальной деятельности.

Процессы мезозойской тектоно-магматической активизации на докембрийских щитах, отличающихся развитием гидротермального уранового оруденения, проявлены неодинаково в различных частях (мегаблоках) этих областей.

В относительно более подвижных блоках позднеархейско-раннепротерозойской консолидации в процессе их мезозойской активизации преобладало опускание и происходило формирование на кристаллическом фундаменте крупных пологих впадин, выполненных континентальными угленосными формациями, и проявлен главным образом гранитоидный магматизм. В более жестких мегаблоках древнейшей катархейской — раннеархейской консолидации, наоборот, глыбовые перемещения совершались на фоне преобладающего воздымания и приводили к образованию преимущественно купольно-блоковых поднятий и горстов. Менее характерны наложенные впадины, выполненные относительно маломощными континентальными обломочными толщами и сохранившиеся на щите лишь в пределах платформенных грабен-синеклиз. Для таких древнейших мегаблоков особенно характерен субщелочной и щелочной магматизм главным образом калиевого ряда, выраженный в становлении многочисленных, часто сложных по строению субвулканических интрузивов как трещинного, так и центрального типов. Глыбовый характер дислокаций этих мегаблоков в период мезозойской тектоно-магматической активизации обусловил ареально-узловой и реже линейный характер размещения как магматических проявлений, так и рудоносных территорий, несогласный по отношению к складкам и разломам фундамента и платформенного чехла. Именно к таким жестким древнейшим мегаблокам и приурочено урановое оруденение.

В урановосных провинциях активизированных щитов известны два типа урановорудных районов: 1) интенсивных глыбовых и сводово-глыбовых дислокаций фундамента, проявления щелочноземельного — щелочного магматизма и широкого развития разнонаправленных систем разломов во внутренних частях щитов, 2) сочленения щитов и плит древних платформ, характеризующиеся развитием зон краевых разломов и проявлением щелочного магматизма. В урановорудных районах первого типа распространены брannеритовые месторождения, локализованные в крупных разломах фундамента горстообразных блоков, а в районах второго типа — уранинит-настурановые, частично с более ранней ториевой минерализацией, развитые в многофазных щелочных массивах, прорывающих платформенный чехол.

В пределах урановорудных районов обоих типов обычно развиты образования, относимые к трем структурным этажам. Нижний из них представлен глубоко метаморфизованным и сложнодислоцированным архейским (катархейским) кристаллическим фундаментом, подвергшимся в раннем протерозое интенсивному ультраметаморфизму, с которым связано образование в зонах возникавших при этом разломов мелких проявлений редкоземельно-торий-урановой минерализации, связанной с высокотемпературным калиевым метасоматозом. Средний структурный этаж образован субгоризонтально залегающими маломощными карбонатными и песчано-глинистыми отложениями платформенного чехла. Наконец, верхний структурный этаж, образованный в процессе мезозойской тектоно-магматической активизации, развит крайне незначительно, имеет мощность первые сотни метров и за редким исключением

в пределах рудоносных территорий почти полностью эродирован. В урановорудных районах первого типа он представлен пологими впадинами, выполненными маломощными конгломератами и песчаниками, а в районах второго типа — покровами эффузивов и пирокластических пород, участвующих в строении кольцевых вулканических построек многофазных массивов щелочных пород, но в главной своей массе, вероятно, эродированных.

Вследствие малой мощности отложений второго и третьего структурных этажей магматические и эндогенные гидротермальные процессы периода мезозойской тектоно-магматической активизации проявлены в основном в фундаменте. Важнейшую роль при этом играло наличие региональной границы раздела между такими двумя резко различными по физико-механическим свойствам комплексами пород, как глубокометаморфизованные породы кристаллического фундамента и неметаморфизованные осадочные породы платформенного чехла. Вблизи этой границы среди обоих комплексов пород сосредоточены практически все магматические тела и месторождения урана и других металлов. При этом в урановорудных районах первого типа урановое оруденение в крупных разломах кристаллического фундамента развивается под покрышкой пород платформенного чехла, а в районах второго типа — локализуется в лакколитообразных массивах, развитых непосредственно на границе первого и второго структурных этажей (см. рис. 66, *б*).

Урановое оруденение в процессе мезозойской тектоно-магматической активизации докембрийских щитов образуется в два этапа, разорванные во времени проявлением магматизма. В крупных разломах кристаллического фундамента (браннеритовые месторождения урановорудных районов первого типа) оно формируется в конце юры — начале мела в процессе средне-низкотемпературной гидротермальной деятельности после ранних щелочноземельных — субщелочных магматических пород калиевого ряда, с которыми оруденение находится в парагенетической связи, и отчетливо пересечено поздними дайками тингуаитов, сельвсбергитов и грорудитов. В массивах щелочных пород урановое оруденение образуется после этих даек и полного завершения магматизма, в самые поздние стадии сложного многостадийного гидротермального процесса. Высокотемпературные ранние стадии последнего, характеризовавшиеся отложением ториеносных эгирин-анортоклаз-кварцевых жил в тесной ассоциации с щелочными пегматитами, несут очевидные следы генетической связи с щелочными породами массива.

Металлогенический облик рассматриваемых урапоносных провинций активизированных докембрийских щитов обычно простой и характеризуется присутствием месторождений главным образом золота, ассоциирующего с сульфидами меди и других металлов, а также флюорита и молибдена. Браннеритовые месторождения по возрасту близки к метасоматическим и жильным золото-сульфидным месторождениям, являясь несколько более поздними, а урановые месторождения, локализованные в щелочных массивах урапоносных провинций краевых глубинных разломов, по возрасту и месту в постмагматическом минералообразовании сопоставимы с месторождениями флюорита.

Урапоносные провинции докембрийских щитов, активизированных в мезозое, по-видимому, не ограничиваются охарактеризованными типами. Безусловно, интерес для поисков могут представлять крупные наложенные впадины блоков более поздней, протерозойской, консолидации, выполненные мощными толщами угленосных отложений. Однако оруденение в них может быть представлено не только жильным или субстратиформным гидротермальным, но и гидрогенным — экзогенным генетическими типами месторождений.

В отличие от геосинклинальных областей, где геологические процессы проявляются в направлении все большей консолидации складчатых сооружений, на активизированных платформах (как и на щитах) длительный период эпейрогенических колебательных движений сменяется интенсивными дифференцированными движениями и часто мощными проявлениями магматизма преимущественно кислого и субщелочного состава. В разрезе урановосных провинций и районов активизированных платформ также выделяются три разновозрастных комплекса пород — структурных этажа, значительно различающихся по геологическому строению и условиям локализации уранового оруденения [105]. Фундамент (нижний этаж) сложен в различной степени метаморфизованными осадочными и вулканогенными породами, а также прорывающими их древними и молодыми интрузивами гранитоидов.

Платформенный чехол (средний этаж) представлен карбонатно-песчано-сланцевыми морскими отложениями, сохраняющими мощность и литологический состав на огромных площадях. Нередко они вмещают небольшие гранитоидные интрузивы, образованные в процессе активизации. В отличие от щитов, где мощность платформенного чехла незначительная, на платформах она достигает нескольких тысяч метров.

Верхний структурный этаж сложен комплексом мезо-кайнозойских пород, сформированных в период активизации. В разных областях этот структурный этаж имеет неодинаковое геологическое строение. В одних из них активизация сопровождается слабой магматической деятельностью и верхний структурный этаж представлен в основном терригенными пестроцветными континентальными отложениями, в других — активизации сопутствует эффузивный или эффузивный и интрузивный магматизм. В таких районах верхний структурный этаж сложен осадочными и вулканогенными породами основного, среднего и кислого состава. Часто они прорываются гипабиссальными субвулканическими интрузивами кислых и щелочных пород. Суммарная мощность вулканогенно-осадочных пород верхнего структурного этажа небольшая и обычно не превышает 1000—1500 м. Они залегают с резким несогласием на деформированном платформенном чехле или непосредственно на метаморфических породах фундамента и характеризуются значительной изменчивостью разреза и мощностей.

Особенности тектонических сооружений рудоносных провинций периода активизации зависят от строения фундамента и мощности платформенного чехла. В тех случаях, когда фундамент сложен глубоко метаморфизованными породами — кристаллическими сланцами, гнейсами и гранитами, а платформенный чехол имеет небольшую мощность, тектонические сооружения периода активизации представляют собой пологие сводовые поднятия или области вертикальных мозаично-глыбовых перемещений фундамента совместно с платформенным чехлом. Если же фундамент образуют слабо метаморфизованные песчаники, глинистые сланцы, доломиты, а платформенный чехол имеет большую мощность, то в нем на общем фоне пологих брахиформных, коробчатых, гребневидных складок, грабен-синклиналей и горст-антиклиналей в результате тектонических движений периода активизации развиваются узкие зоны тесно сжатых и опрокинутых складок, осложненных согласными со складчатостью разломами.

В урановосных провинциях и районах активизированных платформ важную роль играют крупные глубинные разломы, которые обычно образуют несколько систем. В разных структурных этажах они проявлены неодинаково.

В кристаллическом фундаменте основные разломы представлены мощными едиными зонами рассланцевания и перекристаллизации пород, вмещающих древние дайки. Зоны эти возникли еще до платформенной стадии развития в условиях больших глубин и пластического течения вещества. В процессе активизации по ним происходили неоднократно движения, сопровождавшиеся дроблением и гидротермальным изменением вмещающих пород.

В отложениях платформенного чехла эти разломы проявлены менее отчетливо и выявляются с большим трудом. Они представлены широкими полосами мелких разрывов, сопровождающих узкие линейные складки и цепочки молодых интрузивов. В период активизации в платформенном чехле возникают и новые разломы, в ряде случаев ориентированные иначе, чем нарушения предшествующих стадий развития, и пересекающие складки платформенного чехла. Такие разломы обычно состоят из многочисленных параллельных или кулисообразно расположенных пространственно сближенных разрывов, которые в совокупности образуют пояса повышенной проницаемости и прослеживаются на многие десятки километров.

Наиболее крупные разломы верхнего структурного этажа, определяющие основные особенности строения урановосных провинций, ориентированы несогласно относительно простирания более древних складчатых структур и рассекают их. Направление большинства разломов рудных районов и полей, как правило, совпадает с простиранием осевых линий складчатых сооружений и разрывных структур фундамента. Они представлены широкими зонами дробления пород и контролируют размещение вулканических сооружений, поздних интрузивов и гидротермальное оруденение. Основные особенности проявления этих разломов в породах верхнего этажа в значительной мере зависят от того, какими породами сложен фундамент. Если вулканогенно-осадочные отложения эпохи активизации залегают непосредственно на жестком кристаллическом фундаменте нижнего структурного этажа, разломы представлены зонами дробления и преимущественно наследуют разломы фундамента. Нередко они рассекают вулканогенно-осадочные породы всего разреза, являются сквозными и разделяют рудные провинции на опущенные и поднятые блоки или обособленные вулкано-тектонические сооружения. В тех участках рудоносных провинций и районов, где вулканогенно-осадочные отложения залегают на мощном осадочном платформенном чехле (среднем структурном этаже), разломы в породах верхнего этажа проявлены неотчетливо, в виде широких зон дробления и часто фиксируются лишь по одиночным выходам интрузивных массивов. Обычно они быстро «затухают» вверх и представляют собой скрытые структуры. Нередко крутопадающие разломы проявляются в сочетании с пологими разрывными нарушениями, которые наиболее широко развиты в вулканогенно-осадочных породах верхнего структурного этажа.

Во многих, но, как уже отмечалось, не во всех урановосных районах проявлялся эффузивный и интрузивный магматизм. Вулканогенные и интрузивные породы развиваются главным образом вдоль крупных разломов, имеют преимущественно кислый и щелочной состав. В пределах рассматриваемых урановосных провинций широко распространены также месторождения свинца, цинка, сурьмы, ртути, молибдена, вольфрама, олова, золота, меди и флюорита.

В истории геологического формирования платформ урановое оруденение проявлялось неоднократно. Но наибольшее практическое значение имеют месторождения, сформированные в стадию активизации. Они образуются после складчатых деформаций платформенного чехла, накопления вулканогенно-осадочных образований верхнего структурного этажа и внедрения поздних

малых интрузивов. По возрасту урановое оруденение ближе всего к близповерхностным интрузивам кислых и субщелочных пород, нередко развитым в пределах рудоносных площадей. Однако урановое оруденение залегает не только в этих интрузивах, но и на значительном удалении от них в вулканогенно-осадочных породах верхнего структурного этажа, а при благоприятных условиях — в осадочных породах платформенного структурного этажа и метаморфических породах фундамента. Урановые рудные поля и районы приурочены к участкам пересечения и сопряжения крупных разновозрастных разломов.

Несмотря на то что размещение гидротермального уранового оруденения всех месторождений в значительной мере определяется разрывными нарушениями, месторождения, залегающие в образованиях разных структурных этажей, значительно различаются между собой по геологическому строению и условиям локализации оруденения.

УРАНОНОСНЫЕ ПРОВИНЦИИ АКТИВИЗИРОВАННЫХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

В геологическом разрезе урановосных провинций активизированных складчатых областей выделяется два главных разновозрастных комплекса пород — два структурных этажа, сформированных в разных геотектонических условиях.

Нижний структурный этаж (фундамент) представлен в различной степени метаморфизованными и складчатыми вулканогенно-осадочными и разновозрастными интрузивными породами геосинклинального комплекса или его основания.

Верхний структурный этаж слагают толщи мезо-кайнозойских вулканогенно-осадочных пород и интрузивы, сформированные в период тектоно-магматической активизации. В процессе активизации образуются обширные сводово-глыбовые структуры, характеризующиеся специфическими условиями осадконакопления, проявления вулканизма, интрузивного магматизма и рудообразования.

Урановосные провинции таких областей приурочены к краевым и поперечным вулканическим поясам, которые формируются на разрушающейся коре континентального типа. По сравнению с орогенными областями для этих территорий характерна пониженная общая мощность земной коры (40—50 км) с небольшой мощностью «гранитного» слоя (около 15 км). Мощность «базальтового» слоя значительная — до 30 км.

Урановосные вулканические пояса развиваются на гетерогенном складчатом фундаменте. Крупными разломами он разделен на обособленные тектонические блоки. Наиболее крупные из них имеют прямоугольную удлиненную форму и совпадают с контурами ранее существовавших автономных блоков геосинклинальных областей. Они ограничены крупными продольными и поперечными разломами. Другие тектонические блоки имеют меньшие размеры и ограничены радиальными и дуговидными разломами сводовых поднятий. Внутри блоков развиваются преимущественно скрытые разломы. Они проявлены слабо в верхних частях геологического разреза, но оказывают большое влияние на размещение поздних вулканогенных образований и оруденения.

В связи с дифференциальной подвижностью обособленных тектонических блоков основанием вулканических поясов являются как глубоко метаморфизованные отложения и интрузивы нижних структурных ярусов геосинклинального этажа и его основания, так и слабо складчатые и почти не метаморфизо-

ванные поздние геосинклинальные толщи. В зависимости от этого строение и рудоносность вулканических поясов различаются.

В пределах поднятых и жестких блоков фундамента вулканогенно-осадочные породы, слагающие вулканические пояса, имеют сокращенные мощности и представлены не всеми свитами и толщами. Различные фации вулканогенных образований часто развиты лишь на отдельных небольших по размеру участках блоков. Именно в этих частях вулканических поясов интенсивно проявлено урановое оруденение периода мезо-кайнозойской активизации складчатых областей. Фундамент вулканогенно-осадочных образований в таких блоках сложен наиболее древними и интенсивно метаморфизованными породами, среди которых, как правило, широко развиты интрузивы гранитоидов, часто превращенных в гнейсы.

Основные урановые месторождения активизированных складчатых областей приурочены к наложенным эрозионно-тектоническим и вулкано-тектоническим депрессиям и разнообразным вулкано-купольным структурам [51, 314, 238, 48, 119 и др.]. Они располагаются в зонах крупных сквозных разломов, разграничивающих тектонические блоки, или в зонах внутриблоковых скрытых разломов фундамента и приурочены к участкам пересечения и сопряжения разломов.

Вулкано-тектонические депрессии и вулкано-купольные структуры сложены вулканогенными породами, которые по формационным признакам сходны с континентальными вулканическими комплексами орогенных областей. Вместе с этим в активизированных складчатых областях широко развиты вулканогенные породы основного состава, перемежающиеся в разрезе с кислыми вулканитами; слабо проявлены поздние интрузивы.

Рудовмещающие депрессии и вулкано-купольные структуры значительно различаются по строению и условиям формирования. Рудовмещающие вулканогенные структуры по сравнению с безрудными имеют более длительную историю формирования, но слагающие их вулканиты характеризуются сокращенными мощностями. Основную часть из разреза составляют разнообразные игнимбриты и спекшиеся туфы липаритов. По-видимому, на интенсивность проявления оруденения большое влияние оказывают особенности строения фундамента и нижних частей разреза вулканогенно-осадочных пород.

Фундамент рудоносных структур обычно представлен древними «жесткими» интенсивно метаморфизованными породами (гранито-гнейсами), характеризующимися признаками геохимической неоднородности и нередко повышенными значениями торий-уранового отношения. В основании депрессий и куполов, как правило, слабо развиты терригенные породы и покровы андезито-базальтов.

В каждом рудоносном участке устанавливаются определенные, но специфические для данного рудного поля рудоконтролирующие факторы, которые в значительной мере обусловливают закономерности размещения оруденения. В одних рудных полях бóльшую роль играют пологие срывы и благоприятные физико-механические и петрохимические свойства вмещающих пород, в других — форма залегания и внутреннее строение субвулканических и жерловых фаций. Вместе с этим разрывные нарушения во всех рудных полях являются главнейшими рудоконтролирующими и рудовмещающими структурами.

Отдельные урановые месторождения располагаются на поднятиях, разделяющих вулканогенные структуры и эрозионно-тектонические депрессии. Они также приурочены к зонам крупных разломов и поясам молодых интрузивов, рассекающих фундамент [123].

Урановые и сопутствующие им редкометальные, полиметаллические и флюоритовые месторождения формируются в заключительные стадии образования наложенных вулканических поясов и по времени ближе всего к наиболее молодым гипабиссальным и субвулканическим интрузивам кислого и щелочного состава.

СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Рассмотренные в книге примеры основных типов гидротермальных урановых месторождений показывают, что они различаются по возрасту, геологическому положению и строению. Однако несмотря на это все месторождения контролируются зонами глубинных разломов, которые в значительной мере определяют и структурные условия формирования урановых руд. Рудоконтролирующие разломы проявлены неодинаково в различных структурных этажах и ярусах, а также в разных урановосных провинциях. В одних провинциях они представлены мощными отчетливо выраженными зонами дробления, рассланцевания и метаморфизма пород и не только контролируют, но и сами вмещают урановое оруденение, в других провинциях рудоконтролирующие разломы являются скрытыми и проявляются в виде своеобразных складчатых структур и разрывных нарушений в перекрывающих их толщах либо определяют положение рудовмещающих депрессий, вулканических куполов и отдельных палеовулканов и интрузивов.

Геологическое положение и структурные условия формирования конкретных месторождений определяются частными особенностями строения рудовмещающих разрывных нарушений, свойств и условий залегания вмещающих пород.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДРЕВНИХ ЩИТОВ

В пределах древних щитов и платформ рудоконтролирующие зоны глубинных разломов проявлены более отчетливо и рельефно, чем в складчатых областях. Среди них могут быть выделены четыре типа: 1) краевые глубинные разломы докембрийских щитов, контролирующие размещение рудных поясов; 2) внутренние межблоковые глубинные разломы докембрийских щитов, разделяющие блоки с различной историей геологического развития; 3) внутриблоковые глубинные разломы эпиархейских протоплатформенных блоков; 4) внутренние глубинные разломы, контролирующие положение раннепротерозойских геосинклинальных трогов.

Несмотря на различия названных зон глубинных разломов, общими их особенностями являются значительное протяжение и сходные условия контроля рудных полей и месторождений, которые размещаются: в узлах пересечения или сопряжения с зонами поперечных и диагональных крупных разрывов; в участках расщепления разломов; в интервалах изогнутых по простиранию зон разломов, либо в местах усложнения их внутреннего строения. Именно в таких участках обычно более интенсивно проявлены магматизм (или ультраметаморфизм), регрессивный метаморфизм, тектонические деформации и гидротермальное изменение пород.

Вследствие гетерогенного блокового строения фундамента древних щитов глубинные разломы выражены неодинаково в разных блоках. В эпиархейских протоплатформенных и протогеосинклинальных блоках среди древнейших кристаллических пород фундамента докембрийских щитов (кристаллических

сланцев, гнейсов, гранитов) эти разломы характеризуются особо сложным внутренним строением, обусловленным многократными проявлениями магматизма, метаморфизма и тектонических движений на протяжении длительного времени (до 1,5—2,0 млрд. лет). Очень характерны для них глубинный характер магматических (ультраметаморфизм), метаморфических и тектонических процессов, широкое развитие ультраметаморфических, гранитизированных и мигматизированных пород, плойчатости и микроскладчатости, будинажа и бластомилонитов, образованных в условиях проявления пластических деформаций. Глубина формирования всех упомянутых образований, по-видимому, составляет 10—20 км и более.

Другой общей и важной особенностью рассматриваемых разломов является совмещенность глубинных магматических, метаморфических и тектонических образований со значительно более поздними гипабиссальными интрузивами и дайками, продуктами регрессивного метаморфизма и разрывами, сформированными в гипабиссальных или даже приповерхностных условиях хрупких деформаций и относительно невысоких температур в последующие периоды тектоно-магматической активизации древних платформ. Такая совмещенность в единых зонах глубинных разломов магматических, метаморфических образований и тектонических элементов, столь различных по условиям формирования, свидетельствует о присутствии на современном эрозионном срезе глубинных («корневых») частей разломов, выведенных на относительно более верхние (гипабиссальные и приповерхностные) уровни, и о неоднократном их подновлении, происходившим периодически в связи с процессами древней тектоно-магматической активизации.

Урановое рудообразование в зонах глубинных разломов кристаллического фундамента возникало в различных структурных условиях. На редкоземельно-торий-урановых месторождениях оно формировалось в процессе тектоно-ультраметагенной активизации щитов в тесной связи со становлением глубинного комплекса ультраметаморфических гранитоидов субщелочного калиевого ряда и в тесной связи с формированием жильных тел пегматоидных и аплит-пегматоидных гранитов. Последним сопутствует широкое проявление в разломах пластических деформаций пород гранулитовой фации, выраженных мигматизацией, смятием и будинажем, а также возникновением бластомилонитов и бластокатаклазитов амфиболитовой фации. Именно сочетанием участков интенсивного развития этих глубинных разрывов и поясов многочисленных жильных тел пегматоидных гранитов и контролируется положение редкоземельно-торий-урановых месторождений (рис. 71).

Урановосные калиевые метасоматиты этих месторождений развиваются непосредственно за счет бластомилонитов и бластокатаклазитов, в которых зерна мозаичного «давленого» кварца с волнистым угасанием замещаются тонкорешетчатым микроклином, создавая реликтовую бластомилонитовую или бластоцементную структуру этих измененных тектонитов (рис. 72, *а*). Для жил и линз дымчатого кварца, обычно рудоносных и развитых среди калиевых метасоматитов в связи с переотложением в процессе метасоматоза породообразующего кремнезема, очень характерны структуры, аналогичные бластомилонитовой и образованные несомненно в результате пластического течения и перекристаллизации кварцевых зерен (см. рис. 72, *б*). Последние характеризуются мозаичным строением, волнистым угасанием и закономерной ориентировкой оптических осей, имеющей на микроструктурных диаграммах вид типичных S-тектонитов с вертикальной осью, указывающей на вертикальные движения вдоль разломов в период рудообразования (см. рис. 71). В то же

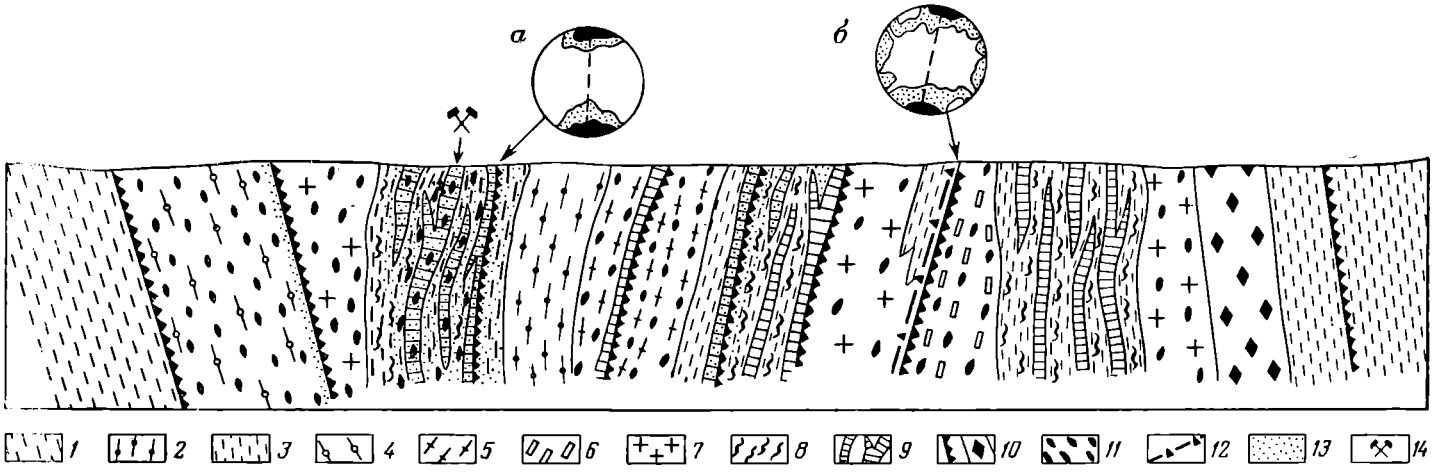


Рис. 71. Строение зоны глубинного разлома, контролирующего высокотемпературное редкоземельно-торий-урановое оруденение. Разрез.

1 — гнейсы и кристаллические сланцы гранулитовой фации (гиперстен-плагиоклазовые, биотит-гиперстен-плагиоклазовые и др.); *2* — чарнокитизированные гнейсы; *3* — гнейсы амфиболитовой фации; *4* — теневые биотитовые мигматиты; *5* — теневые биотит-гранатовые мигматиты; *6* — трахитоидный гранит; *7* — среднезернистый гранит; *8* — зоны мигматизации, смятия и будинажа; *9* — жилы пегматоидных и аплит-пегматоидных гранитов; *10* — бластомилониты; *11* — бластокатаклазиты; *12* — катаклазиты и милониты зеленосланцевой фации; *13* — высокотемпературные урановорудные калиевые метасоматиты; *14* — редкоземельно-торий-урановое месторождение. *а* и *б* — микроструктурные диаграммы ориентировки оптических осей кварца в бластомилонитах

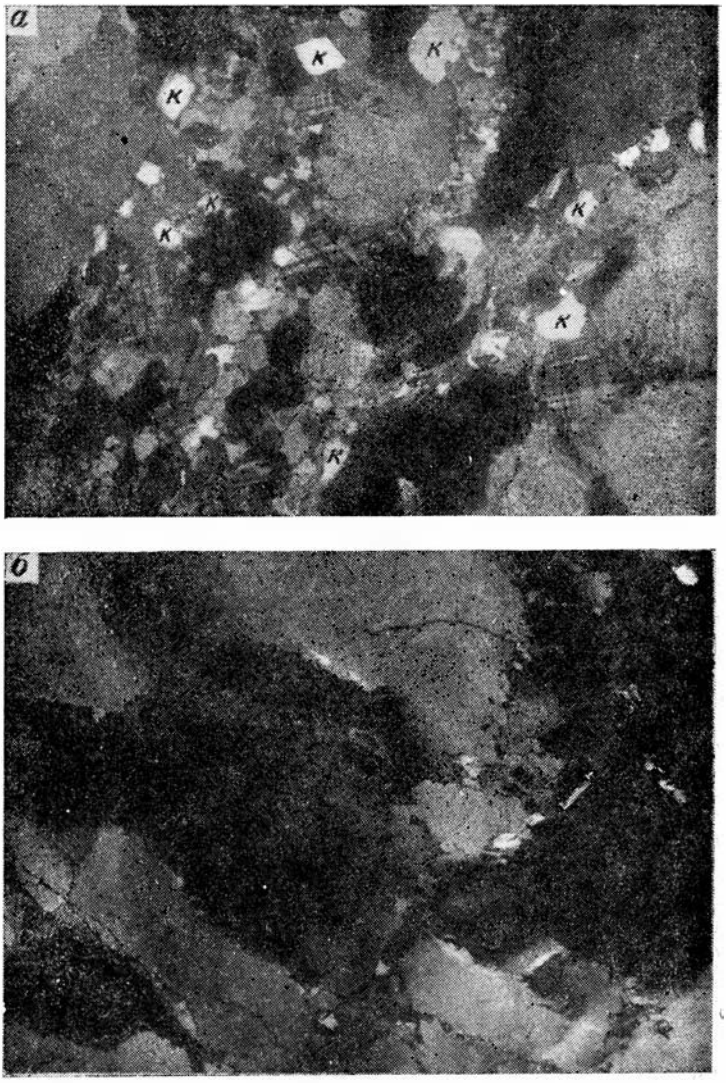


Рис. 72. Структуры деформированных пород в зонах урановосных разломов докембрийских щитов.

а — реликтовая бластомилонитовая структура жил микроклинизированных пегматоидных гранитов, в которых полоски мозаичного давленого кварца (*К*) почти нацело замещены новообразованным тонкорешетчатым микроклином; *б* — пластическая деформация и перекристаллизация кварца уранинитсодержащих кварцевых жил в урановосных микроклинитах

время и урановосные микроклиниты, и кварцевые жилы обычно лишены каких-либо признаков хрупких деформаций. Наблюдаемые иногда в рудах этих месторождений катаклаз и дробление микроклинитов, сопровождаемые образованием хлорита (по биотиту), эпидота и иногда альбита, являются значительно более поздними и часто связаны с проявлением в разломах дислокационного метаморфизма зеленосланцевой фации, подчиняющегося своему, нередко резко отличному структурному плану. Все это в совокупности показывает, что образование высокотемпературных гидротермальных редкоземельно-торий-урановых месторождений происходило в тех же глубинных условиях, что и формирование близких к ним по возрасту ультраметаморфических гранитоидов и бластомилонитов амфиболитовой фации, т. е. в условиях пластических деформаций и перекристаллизации, присущих нижним, корневым частям разломов

и развивающихся, как это принимается многими исследователями [152], на глубинах более 7—8 км. Таким образом, глубина в 7—8 км, по-видимому, является верхней границей формирования этих месторождений. Нижняя же граница не ясна. В качестве ее условно может быть принята верхняя граница метаморфизма альмандин-амфиболитовой фации, определяемая Ф. Тернером и Дж. Ферхугеном давлением в 4000 бар, т. е. глубиной 12 км.

Эти значения глубины формирования соответствуют абиссальной, по В. И. Смирнову [277], зоне эндогенного рудообразования. Таким образом, высокотемпературные редкоземельно-торий-урановые месторождения имеют не только одинаковый абсолютный возраст с ультраметаморфическими породами и бластомилонитами, но и образованы на тех же глубинах еще в процессе становления пород кристаллического фундамента древних платформ.

В отличие от высокотемпературных редкоземельно-торий-урановых месторождений образование урановых месторождений, связанных с натровыми метасоматитами, происходило в зонах глубинных разломов кристаллического фундамента уже после дислокационного метаморфизма зеленосланцевой фации на фоне широкого проявления хрупких деформаций, приводивших к интенсивному катаклазу и дроблению бластомилонитов амфиболитовой фации. Ураноносные альбититы наложены на катаклазиты и милониты зеленосланцевой фации, обычно контролируются ими и сами характеризуются широким и неоднократным проявлением внутриминерализационного катаклаза [106].

Характерной особенностью этих месторождений является отсутствие в альбититах протяженных трещин, открытых полостей и крупнообломочных брекчий, близких по времени к рудообразованию. Урановые минералы в альбитите приурочены к многочисленным мелким межзерновым срывам и зонкам микродробления, образующим типичные катаклазиты и развивающимся в альбититах главным образом между зернами альбита и по располагающимся здесь же темноцветным минералам (эгирину, рибекиту, хлориту, эпидоту). Вдоль этих мелких срывов и зонок дробления часто отмечаются микросмещения с амплитудой доли миллиметра, реже 1—3 мм. Полосы катаклазитов достигают многих десятков и даже первых сотен метров по мощности и нескольких километров по простиранию и падению, но всегда характеризуются практически полным отсутствием крупных рудоносных трещин и брекчий.

В. М. Крейтер [152], рассматривая вертикальную структурную зональность рудных месторождений, отметил закономерное исчезновение с глубиной открытых трещин и полостей, брекчий и тектонических глинок и в то же время возрастание роли перекристаллизации тектонитов и смену хрупких деформаций пластическими ниже уровня 5—7 км. В пределах этой 5—7-километровой по мощности верхней части земной коры он выделил по вертикали сверху вниз следующие зоны, образующие структурную зональность: зону брекчий, зону сколовых трещин с глинкой трения и зону сколовых трещин без глинки трения, сменяющихся на еще больших глубинах кливажем, имеющим место на рубеже хрупкой и пластической деформаций. Таким образом, месторождения урановых альбититов по характеру рудовмещающих структур (катаклазиты, отличающиеся отсутствием протяженных трещин), вероятно, соответствуют самым нижним частям третьей, нижней, зоны В. М. Крейтера, т. е. глубинам 5—7 км.

К близким оценкам глубины формирования рассматриваемых месторождений можно прийти и из анализа петрологических условий образования катаклазитов и милонитов зеленосланцевой фации, с которыми тесно пространственно связаны и близки по времени урановые альбититы. Как известно, условия

проявления наиболее низкотемпературной кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации, проявленной в зонах глубинных разломов, характеризуются давлением 1—3 кбар, что соответствует глубине 3—9 км. Верхняя граница метаморфизма зеленосланцевой фации, т. е. глубина в 3 км, вероятно, и должна быть принята в качестве верхней границы формирования месторождений урановосных альбититов. Она хорошо согласуется с фактом наложения альбититов на массивы среднепротерозойских гранитов рапакиви (см. рис. 35), которые В. Т. Свириденко [268] и другими исследователями рассматриваются как гипабиссальные или мезоабиссальные образования, формирующиеся на глубинах не менее 2,5—3,5 км. Нижняя же граница предположительно может быть определена глубиной в 6—7 км.

По структурным условиям и глубине формирования к рассмотренным месторождениям близки урановые месторождения района оз. Биверлодж на Канадском щите (провинция Саскачеван). Согласно Р. Мортону и Г. Сассано [421], на месторождении Эльдорадо урановосные хлорит-карбонатные альбититы наложены на катаклазиты, сопровождающиеся зеленосланцевым изменением, и еще более древние милониты, для которых характерны порфирокластическая флюидальная основная масса, гранулированный кварц и присутствие биотита и роговой обманки. Устойчивость этих минералов, а также текстуры милонитов позволяют предположить, что эти деформированные породы идентичны бластомилонитам амфиболитовой фации, широко развитым на отечественных месторождениях урановосных альбититов [106]. Такое предположение полностью подтверждается микрофотографиями тектонитов, приводимыми указанными авторами. На них хорошо видны типичные тонкосланцеватые полосчатые структуры бластомилонитов.

Таким образом, урановое оруденение в разломах района оз. Биверлодж на Канадском щите, так же как и на рассмотренных выше месторождениях, связанных с натровыми метасоматитами, образовано после дислокационного метаморфизма амфиболитовой (бластомилониты первого этапа) и зеленосланцевой (катаклазиты) фаций. Урановосные хлорит-карбонатные альбититы, имеющие возраст 1780 млн. лет [405], наложены на зеленокаменные породы и характеризуются катакластическими структурами. Они, вероятно, формировались также в пределах интервала глубины в 3—7 км. Что касается настуран-кварц-карбонат-гематит-хлоритовых жил, развитых на этих месторождениях и в отдельных случаях рассекающих породы формации Мартин, то они являются более поздними (возраст настурана приблизительно 1240 млн. лет) [468] и более близповерхностными образованиями, поскольку возникли путем выполнения открытых полостей. Предполагается их формирование за счет мобилизации растворами урана из урансодержащих парагнейсов и кварцитов группы Тейзин [469, 421].

К этим жилам по возрасту (1200—1450 млн. лет) и, вероятно, по структурным условиям формирования близки жильные месторождения района Большого Медвежьего озера. Они представлены мощными настуран-гематит-кварцевыми жилами, нередко содержащими обломки боковых пород. Это свидетельствует об образовании уранового оруденения путем выполнения открытых полостей и заполнения брекчий, т. е. выше тех уровней (3—7 км), для которых характерно развитие альбититов с их катакластическими структурами и катаклазитами.

Таким образом, месторождения урановосных альбититов и жильные месторождения, локализованные в крупных разломах, резко оторваны от глубокометаморфизованных пород кристаллического фундамента докембрийских

щитов не только по времени, но и по структурным условиям формирования. Рудоносные катаклазиты, брекчии и жилы в разломах обычно отчетливо наследуют положение древних зон мигматитов и бластомилонитов амфиболитовой фации, но образованы после выведения последних к моменту рудообразования на гипабиссальные уровни в результате длительной эрозии фундамента щитов.

В раннепротерозойских геосинклинальных комплексах внутренних трогов и краевых прогибов среди относительно слабо метаморфизованных пород (метапесчаников, кварцитов, разнообразных сланцев, карбонатных пород, аргиллитов) глубинные разломы проявлены по-иному. Во внутренних узких геосинклинальных трогах они отражены в системах линейных крутых изоклинальных складок, часто опрокинутых и осложненных флексурами, а также в многочисленных продольных, преимущественно послойных разрывах, интенсивно рассекающих отложения геосинклинального этажа. Эти особенности зоны разломов определили важную роль в локализации месторождений как разрывных, так и складчатых нарушений. Интенсивно дислоцированные железорудные свиты трогов представляют собой среду, резко отличную от гранито-гнейсового архейского фундамента по химизму и физико-механическим свойствам. В них весьма слабо проявлен ультраметаморфизм. Вместе с тем само положение этих пород в узкой зоне глубинного разлома определило высокую степень их деформированности и длительное развитие рудоносных разрывов. В последних обычно отмечаются линейные зоны изоклинальной микроскладчатости (плойчатости), будинаж, слабая мигматизация, а также бластомилониты и бластокатаклазиты, характерные для разломов архейского фундамента. Они особенно интенсивно развиты в участках осложнения складчатой структуры геосинклинальных отложений (в местах замыкания крутых изоклинальных складок и флексурных изгибов открытых складок), однако урановому рудообразованию и здесь по времени сопутствуют не эти древние структурные элементы разломов, а более поздние катаклазиты и брекчии, образованные в процессе широкого развития в разломах хрупких деформаций. Последние связаны не с геосинклинальным этапом развития трогов, а с последующей тектоно-магматической активизацией щитов.

В краевых протерозойских геосинклинальных прогибах, отличающихся слабым метаморфизмом осадочных толщ и значительно менее интенсивной складчатостью (например, геосинклиналь Пайн-Крик в Северной Австралии), первостепенное значение в локализации оруденения среди нижнепротерозойских толщ приобретают разрывные нарушения. Последние нередко наследуют крупные расколы фундамента (разломы долины р. Южный Аллигейтор и др.) и сопровождаются широкими зонами брекчий среди компетентных пород, что наряду с небольшой мощностью покрышки платформенных карпентарийских (средне-верхнепротерозойских) отложений свидетельствует об относительно близповерхностных условиях уранового рудообразования. Таким образом, структурные условия образования докембрийских урановых месторождений, относящихся к разным классам, существенно различны. Редкоземельно-торий-урановые месторождения образуются на завершающих этапах ультраметаморфизма или абиссального гранитоидного магматизма в глубинных и высокотемпературных условиях, близких к условиям формирования древнейших структурных элементов разломов — линейных зон мигматизации, смятия и бластомилонитов амфиболитовой фации. Для них характерны локализация в узких зонах разломов в связи с пластическими деформациями и исключительно метасоматическое рудообразование, происходившее на глубинах более 7—8 км.

Месторождения, связанные с натровыми метасоматитами, локализуются в зонах древних разломов также среди линейных мигматитов и бластомилонитов, но образованы после длительной эрозии щитов в резко отличных гипабиссальных условиях широкого проявления хрупких деформаций (катаклазитов). Они характеризуются рудообразованием, протекавшим как метасоматическим путем (за счет замещения темноцветных минералов альбититов и цемента катаклазитов), так и путем выполнения микрополостей в катаклазитах и непротяженных трещин и участков брекчирования на глубинах 7—3 км. Месторождения этого класса в раннепротерозойских геосинклинальных трогах (железо-урановые) отличаются относительно широким развитием брекчий и важной ролью складчатых структур и участков слабого проявления ультраметаморфизма в формировании рудоносных разрывов и контроле месторождений.

Наконец, докембрийские месторождения жильных и прожилково-вкрапленных руд образованы в гипабиссальных — приповерхностных условиях исключительно путем выполнения открытых полостей на фоне широкого развития трещиноватости и дробления в разрывах, вероятно являющихся отражением крупных долгоживущих разломов цоколя щитов.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФАНЕРОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Как было показано, складчатые области характеризуются сложным блоковым строением и к периоду рудообразования на одном гипсометрическом уровне и соответственно в пределах «единой критической зоны рудоотложений» оказываются породы разных структурных ярусов геосинклинального этажа и фундамента. Наиболее значительно различаются структурные условия формирования месторождений, залегающих в образованиях орогенных комплексов, геосинклинальных отложениях и их фундаменте, в разновозрастных интрузивах гранитоидов.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОРОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Известно, что в позднюю стадию развития геосинклинальных областей их складчатые структуры преобразуются в обширные сводово-глыбовые поднятия [113, 317, 164, 114 и др.]. Разломы разделяют эти поднятия на обособленные тектонические блоки. Наиболее крупные, чаще всего прямоугольные блоки имеют унаследованное развитие и совпадают с контурами ранее существовавших автономных блоков геосинклиналей. На их площади обычно размещаются несколько рудных районов. Другие тектонические блоки располагаются закономерно в пределах сводов в соответствии с направлением сквозных радиальных и дуговидных разломов и имеют различные форму и размеры. Внутри блоков развиты преимущественно скрытые продольные, поперечные и диагональные разломы. В отложениях верхнего структурного яруса они проявлены обычно особенно слабо и устанавливаются с большим трудом, хотя также влияют на размещение поздних вулканогенных построек интрузивов и оруденения.

Главные урановые месторождения орогенных областей приурочены к поздним вулканогенным образованиям, которые чаще всего развиты в краевых зонах обособленных тектонических блоков преимущественно на участках пересечения и сопряжения крупных разломов. Месторождения, связанные с разными типами вулканогенных образований, формировались в неодинаковых условиях. В целом среди рудовмещающих вулканогенных структур могут

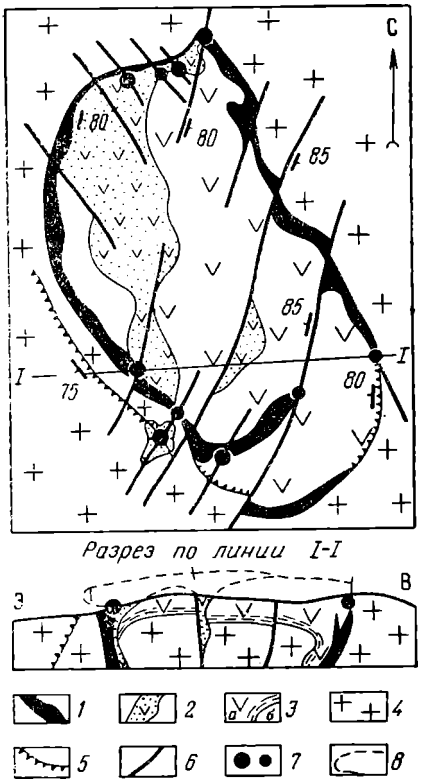


Рис. 73. Схема геологического строения вулкано-интрузивного купола и положение урановых месторождений и рудопроявлений.

1 — наиболее молодые гранит-порфиры — граносиенит-порфиры кольцевых интрузивов; *2* — поздние субвулканические интрузивы липаритовых порфиров — гранит-порфиров; *3* — ранние субвулканические интрузивы липаритовых порфиров (*а*), их кластолав и лавобрекчий (*б*); *4* — вмещающие породы; *5* — кольцевые и дуговидные разломы; *6* — линейные разломы; *7* — урановые месторождения и рудопроявления; *8* — предполагаемые границы распространения пород

быть выделены три основных типа: вулкано-купольные сооружения, вулканические кальдеры обрушения и бескальдерные вулкано-тектонические депрессии.

Вулкано-купольные сооружения наиболее часто имеют форму усложненных овалов и нередко достигают значительных размеров (несколько десятков километров в поперечнике). Рудоносные вулкано-купольные сооружения формировались в процессе многократного внедрения кислых магматических расплавов, характеризуются сложным внутренним строением и нередко ограничиваются кольцевыми и дуговидными разломами (рис. 73). Наиболее сложно строение краевой части куполов, в которой развиты более поздние кольцевые дайки, штокообразные интрузивы гранит-порфиров — граносиенит-порфиров и кластолав липаритов. Важной особенностью строения краевых зон являются кольцевые разломы, возникшие еще в начале вулканической деятельности. Они почти со всех сторон ограничивают купольные сооружения и отделяют липарит-граниты кольцевого блока от пород фундамента. В конце формирования вулканогенных пород по ним кольцевой блок обычно опускался. В связи с этим породы основания вблизи кольцевых разломов падают круто преимущественно внутрь куполов. В краевых зонах вулкано-купольных построек развиты, как правило, поперечные крутопадающие и пологие разрывы, здесь же размещаются и основные урановые месторождения и рудопроявления.

Структурные условия формирования месторождений, приуроченных к вулкано-купольным сооружениям, как было показано в I части книги, определяются особенностями формы залегания и внутреннего строения поздних субвулканических интрузивов, а также специфическими чертами проявления рудовмещающих разрывных нарушений.

Вулканические кальдеры обрушения являются характерными структурами поздних вулканических комплексов орогенных складчатых областей. С ними связана значительная часть урановых месторождений. Урановосные кальдеры обрушения имеют в плане обычно округлую форму и почти со всех сторон ограничиваются дуговидными кальдерными разломами [51, 53, 302, 316, 210 и др.]. Площадь рудоносных кальдер колеблется от нескольких десятков до многих сотен квадратных километров. Их слагают главным образом слоистые туфы, туфобрекчии и игнимбриты липаритов, в которых развиты секущие и согласные субвулканические интрузивы кварце-

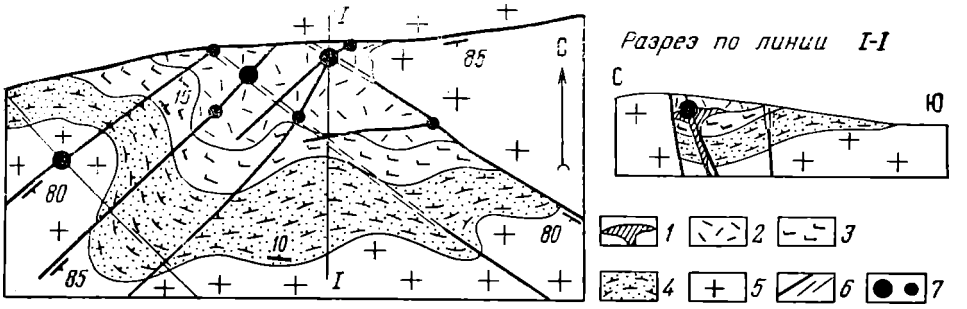


Рис. 74. Схема геологического строения бескальдерной вулкано-тектонической депрессии и положение урановых месторождений и рудопроявлений.

1 — наиболее молодые верхнепалеозойские жерловые и субвулканические фации липаритов; *2* — свита туфов, игнимбритов и брекчий липаритов; *3* — свита андезито-дацитов и их туфов и туфопесчаников; *4* — свита андезито-базальтов, туфов, туфобрекчий и туфопесчаников; *5* — разнообразные среднепалеозойские породы фундамента депрессии; *6* — сквозные и скрытые разломы; *7* — урановые месторождения и рудопроявления

вых порфиров, порфиров и гранит-порфиров. Вулканиты основного и среднего состава имеют подчиненное значение и залегают преимущественно в нижних частях разреза. Суммарная мощность вулканогенно-осадочных пород кальдер обрушения обычно не превышает 1500 м.

По структурным условиям формирования месторождения кальдер обрушения разделяются на две основные группы. Одни из них размещаются в краевых зонах кальдер и приурочены к дуговидным кальдерным разломам. Структурные условия формирования их близки с таковыми месторождений вулканокупольных сооружений. Эти месторождения также приурочены к поздним субвулканическим и жерловым фациям, развившимся в кольцевых и линейных поперечных разломах, и основные особенности локализации оруденения обусловлены формой и внутренним строением рудовмещающих субвулканических и жерловых фаций вулканитов кислого состава. Другие месторождения располагаются во внутренних частях кальдерных депрессий, в зонах скрытых разломов фундамента, слабо проявленных в стратифицированных полого залегающих вулканогенно-осадочных породах кальдер. Структурные условия формирования этих месторождений обусловлены особенностями строения скрытых разломов в разных по составу и физико-механическим свойствам вулканогенно-осадочных породах. Как уже говорилось в первой части книги, на закономерности локализации оруденения большое влияние оказывают горизонты благоприятных туфогенных пород, чередующиеся в разрезе с породами, служившими экранами для рудоносных растворов.

Бескальдерные вулкано-тектонические депрессии также нередко вмещают урановые месторождения (рис. 74). Значительная часть их находится в пределах крупных ранних прогибов или слабо воздымавшихся блоков и относится к остаточным структурам. Фундаментом таких депрессий являются слабо деформированные вулканогенно-осадочные отложения предшествующих этапов формирования рудоносных блоков. В связи с этим в них не всегда отчетливо фиксируются перерыв и несогласия между вулканогенно-осадочными толщами поздних депрессий и отложениями их фундамента, которые характеризуются относительно простым строением.

Мощность вулканогенных и осадочных пород, выполняющих такие депрессии, часто превышает 2000 м. Основную часть разреза составляют осадочные

породы, андезито-базальты и их туфы. Мощность и фации пород оказываются выдержанными на больших расстояниях. По сравнению с кальдерными депрессиями в них слабее проявлены разрывные нарушения и урановое оруденение. В значительно поднятых тектонических блоках бескальдерные депрессии формируются на более древних породах, представляющих жесткое основание, характеризующееся сложным гетерогенным строением, что оказывает существенное влияние на размещение вулканогенно-осадочных и интрузивных пород и гидротермального оруденения.

Рассматриваемые депрессии сложены нередко терригенными осадочными породами, а вулканиты основного и кислого состава развиты слабо или отсутствуют. Мощность пород чаще всего небольшая — до 1000 м. Урановые рудные поля и месторождения бескальдерных депрессий обычно размещаются в участках пересечения и сопряжения крупных разломов. Структурные условия формирования уранового оруденения определяются особенностями внутреннего строения сквозных и скрытых рудовмещающих разрывных нарушений и строением разреза вулканогенно-осадочных пород и условиями их залегания, что уже было показано при рассмотрении месторождений в молассовых отложениях.

Восстановление разреза рудоносных орогенных областей показывает, что верхние части урановых месторождений формировались на глубине 500–2000 м от поверхности, существовавшей в период рудообразования. Распространение оруденения по вертикали колеблется от нескольких сот метров до 1500 м. Максимальные значения характерны для месторождений, приуроченных к вулкано-купольным сооружениям.

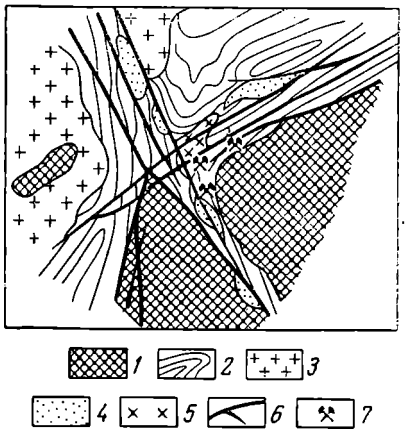
Урановые руды формируются преимущественно путем выполнения открытых полостей в зонах дробления и пор в горизонтах вулканогенно-осадочных пород с повышенными коллекторскими свойствами.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СКЛАДЧАТЫХ КОМПЛЕКСОВ И ФУНДАМЕНТА

Многие урановые месторождения складчатых областей приурочены к интрагеоантиклинальным зонам и срединным массивам, в пределах которых молодые образования орогенной стадии развития отсутствуют или распространены незначительно. На территории этих областей выделяются крупные блоки устойчивых поднятий с наиболее древними глубоко метаморфизованными образованиями фундамента, а также прогибы, выполненные осадочными и вулканогенными комплексами нижних ярусов геосинклинального этажа.

Основные урановорудные поля располагаются в краевых частях обособленных тектонических блоков, в пределах которых интенсивно проявлены складчатость и разрывные нарушения, а также интрузивный магматизм. Анализ закономерностей размещения урановых месторождений показывает, что они чаще всего приурочены к участкам сопряжения различно ориентированных одновозрастных складок и, как частный случай, к местам резко выраженных осложнений линейных складчатых структур, проявляющихся в виде поперечных изгибов и флексур. Нередко они также приурочены к местам пересечения разновозрастных складок и вулканическим аппаратам.

Разнообразие складчатых форм и осложнения внутреннего строения субвулканических и жерловых фаций определяют различия в геологической позиции, структуре рудных полей и условиях формирования месторождений. Все это рельефно выступает при рассмотрении характерных рудных полей.



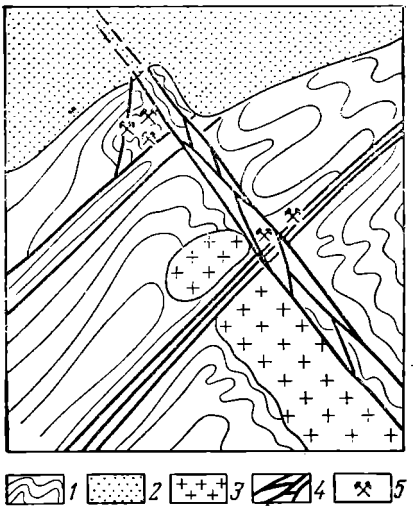


Рис. 75. **Положение рудных полей** в крестовидном сопряжении одновозрастных складок.

1 — интрагеоантиклинальная зона; *2* — нижний структурный ярус среднего этажа; *3* — интрузивы нижнего яруса; *4* — верхний структурный ярус среднего этажа; *5* — интрузивы верхнего яруса; *6* — разломы; *7* — рудные поля

Рис. 76. Положение рудных полей, контролируемых разноориентированными одновозрастными складками и разломами.

1 — породы геосинклинального комплекса; *2* — породы платформенного чехла; *3* — интрузивы гранитоидов; *4* — зоны разломов; *5* — месторождения урана

Одно из рудных полей (рис. 75) приурочено к краевой зоне интрагеоантиклинального блока и размещается в участке крестовидного сопряжения одновозрастных крупных складок. Породы фундамента представлены различными глубокометаморфизованными образованиями. Терригенные отложения нижнего палеозоя (нижний ярус среднего структурного этажа) несогласно залегают на породах фундамента и смяты в складки двух направлений, которые смыкаются в центральной части рудоносной площади, создавая в плане своеобразную крестообразную структуру. Она подчеркивается системой крупных разрывных нарушений двух взаимно перпендикулярных направлений.

Отложения верхней части нижнего палеозоя слагают самостоятельный структурный ярус среднего этажа и залегают на подстилающих их породах резко несогласно, перекрывая как осадочные, так и различные магматические образования. Картированием установлено, что эти отложения слагают отдельные цепочки брахиформных складок с крутыми углами падения крыльев. Складки, развитые в породах верхнего яруса, унаследуют общую крестообразную складчатую структуру отложений нижнего яруса. Все складки осложнены продольными и поперечными разрывами, которые являются непосредственным продолжением разломов фундамента.

Главная масса уранового оруденения концентрируется в зонах разрывных нарушений в пределах интервалов, рассекающих флексурные осложнения или периклинальные замыкания складок. Оно локализовано в основном в отложениях верхней части нижнего яруса среднего структурного этажа. Формы рудных тел, закономерности локализации оруденения и условия его формирования

в значительной мере определяются элементами складчатой структуры вмещающих пород.

Близкий к рассмотренному пример рудных полей, приуроченных к сопряжению одновозрастных складок палеозойских толщ, контролируемых зонами взаимно пересекающихся зон глубинных разломов, приведен на рис. 76. Здесь в пределах зон разломов развиты достаточно узкие, линейные складки с крутыми углами падения крыльев. На участках сопряжения и пересечения разрывных нарушений образовалась система сложно построенных линейных и брахиформных складок, оси которых ориентированы в разных направлениях. При удалении от зон разломов и участков их пересечения складчатость затухает, и породы на значительных площадях залегают субгоризонтально или в них отмечается слабая волнистая складчатость с пологими углами падения крыльев.

Оруденение развито в зонах сопряжения разломов и складок и приурочено к определенным благоприятным горизонтам пород, осложненным секущими и послойными разрывами. При этом в центре сопряжения и складок и разломов рудные тела отсутствуют или развиты незначительно. Главные рудные тела обычно приурочены к одному из сегментов, ограниченному зонами разломов, и находятся на некотором удалении от центра сопряжения.

Известны примеры рудных полей, контролируемых взаимно пересекающимися разломами, когда над одним из них возникает не складка, а флексурный перегиб крыла складки, приуроченной к другому разлому.

Другие месторождения складчатых областей контролируются зонами разломов, над которыми возникли разновозрастные складки. Одно из таких месторождений приурочено к узлу пересечения разновозрастных складок широтного и северо-восточного простираний (рис. 77). В пределах этого месторождения докембрийские отложения интрагеоантиклинальной зоны, слагающие нижний структурный этаж, собраны в серию различно ориентированных складок и прорваны разновозрастными интрузивными массивами. С юга к рудоносному блоку примыкают нижнепалеозойские отложения (средний этаж), оси складок которых ориентированы в общем параллельно краю интрагеоантиклинального поднятия. Докембрийские и нижнепалеозойские отложения несогласно перекрываются более молодыми образованиями, смятыми в узкую синклинальную складку с осью, ориентированной диагонально по отношению к складчатым сооружениям подстилающих ее пород.

Урановое оруденение размещается в узле пересечения северо-восточной складки и крыла субширотной синклинальной складки нижнепалеозойских пород (нижний ярус среднего этажа), осложненных системой разрывных нарушений, проходящих в краевой части интрагеоантиклинальной зоны. Структурные условия локализации уранового оруденения в значительной мере обусловлены особенностями строения складчатых деформаций и послойных разрывных нарушений, развитых в нижнепалеозойской толще.

Значительная часть урановых месторождений залегает в породах фундамента геосинклинальных зон. На структурные условия формирования этих месторождений также большое влияние оказывали крупные разломы и сопряженные с ними складчатые структуры. Рудовмещающими являются как догеосинклинальные протоплатформенные образования, так и собственно метаморфические толщи докембрийских протогеосинклиналей. Рассматриваемый далее пример иллюстрирует положение рудного поля среди деформированных пород догеосинклинального протоплатформенного чехла.

Рудное поле (рис. 78) располагается в зоне крупного глубинного разлома

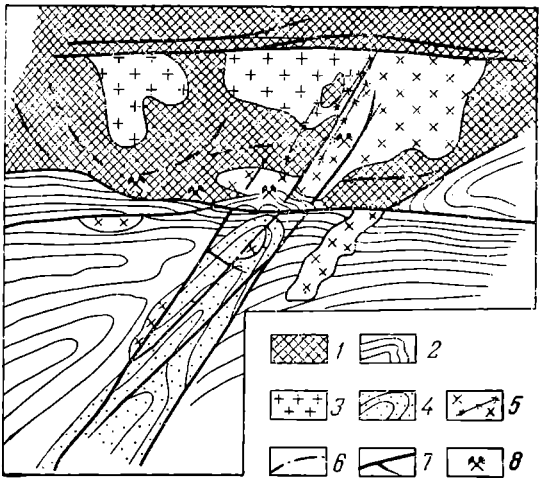


Рис. 77. Рудные поля в узле пересечения разновозрастных складок.

1 — интрагеоантиклинальная зона (нижний этаж); *2—5* — интрагеосинклинальная зона (средний этаж): *2* — нижний ярус, *3* — интрузивы нижнего яруса, *4* — средний ярус, *5* — интрузивы и дайки верхнего яруса; *6* — оси складок в докембрийском фундаменте; *7* — разломы; *8* — рудные поля

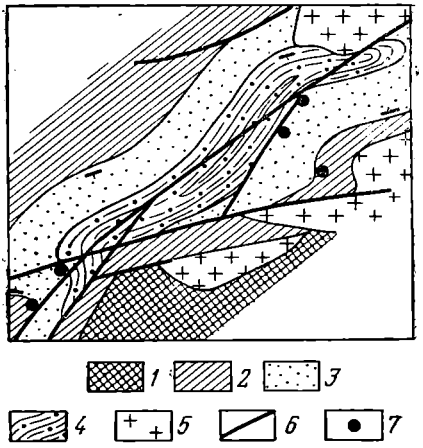


Рис. 78. Пример приуроченности рудного поля к участку изгиба по простиранию узкой синклинальной складки в породах фундамента.

Фундамент интрагеоантиклинальной зоны: *1* — кристаллические сланцы нижнего яруса; *2—3* — верхний ярус фундамента: *2* — карбонатно-сланцевая толща, *3* — песчаниковая толща; *4* — вулканогенно-осадочные отложения нижнего яруса геосинклинального этажа; *5* — граниты; *6* — разломы; *7* — месторождения и рудопроявления

северо-восточного простирания, разделяющего каледонскую складчатость на блоки с неодинаковой историей развития. Оно размещается в участке поперечного изгиба узкой синклинальной складки, образованной слабо метаморфизованными породами фундамента и нижнего яруса геосинклинального этажа. В пограничной зоне между этими блоками в пределах рассматриваемой синклинали сохранились самые поздние протоплатформенные толщи докембрийских осадочных пород, которые перекрываются комплексом нижнепалеозойских эффузивно-осадочных отложений, слагающих ядро складки. Рудные тела и отдельные месторождения локализуются вблизи контактов толщ и пачек осадочных пород различного литологического состава и пространственно тяготеют к узлам пересечения послойными срывами и мощными зонами дробления поперечных изгибов складчатых структур. Структурные условия формирования таких месторождений во многом определяются элементами складчатых форм.

Другим примером рудных полей, залегающих в породах фундамента и пространственно тяготеющих к участку сочленения по межформационной поверхности несогласия складок одного направления, в которые собраны отложения разных структурных ярусов, является рудное поле, охарактеризованное В. И. Казанским, Б. Л. Рыбаловым и др. [51]. В его пределах месторождения располагаются между крупным продольным разломом и межформационной поверхностью сочленения разновозрастных складок. Здесь прослеживается большое количество продольных (секущих и послойных) и поперечных разрывных нарушений. Рудные жилы концентрируются в основном в замках антиклиналей и развиваются по трещинам и разрывам, ориентированным перпендику-

лярно или под острым углом к простиранию осей складок. Их структурные условия формирования обусловлены особенностями складчатых форм и разрывов. Оруденение локализуется в трещинах отрыва и скалывания среди песчано-сланцевых отложений верхней части нижнего яруса фундамента, ограничиваясь сверху поверхностью межформационного несогласия.

Известны примеры, когда рудные поля располагаются на участках резких изгибов одновозрастных складок метаморфических пород фундамента. В их пределах обычно развиты опрокинутые и лежачие складки, нарушенные многочисленными продольными разломами, послойными разрывами и межформационными надвигами. Вдоль этих нарушений среди благоприятных пород и размещается урановое оруденение.

Отдельные урановые месторождения залегают в геосинклинальных образованиях и приурочены к ранним палеовулканам, которые сложены вулканогенными породами основного состава [36, 93 и др.]. Рудовмещающие жерловые и субвулканические фации обычно располагаются на участках пересечения и сопряжения крупных разломов, ограничивающих тектонические блоки с различными режимами геологического развития. На таких участках часто наблюдаются отчетливо проявленные усложнения складчатых форм. Все это накладывало отпечаток на структурные условия формирования месторождений. Основное урановое оруденение локализовано либо в жерловых фациях и субвулканических интрузивах, либо во вмещающих их породах. Структурные условия формирования его существенно различаются. Особенности локализации оруденения в жерловых и субвулканических фациях в значительной мере обусловлены их формой и внутренним строением. На закономерности размещения оруденения во вмещающих породах большое влияние оказывают состав, свойства и условия залегания вулканогенно-осадочных слоистых пород.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ПРИУРОЧЕННЫЕ К РАЗНОВОЗРАСТНЫМ ИНТРУЗИВАМ ГРАНИТОИДОВ

Достаточно большая группа гидротермальных урановых месторождений фанерозойских складчатых областей располагается в разновозрастных интрузивах гранитоидов, прорывающих породы фундамента, геосинклинального и орогенного комплексов [51, 53, 447, 257, 266, 87 и др.]. Одни из них, доорогенные рудовмещающие интрузивы, имеют большие размеры (сотни квадратных километров) и залегают в геосинклинальных складчатых комплексах или метаморфических породах их фундамента.

Рудные поля и месторождения располагаются во внутренних, либо в краевых частях гранитоидных интрузивов и приурочены к долгоживущим региональным разломам нескольких направлений. Урановое оруденение локализовано в оперяющих разломах на участках пересечения, расщепления региональных рудоконтролирующих разломов и в блоках между ними. Структурные условия формирования таких месторождений определяются преимущественно морфологией и особенностями строения рудовмещающих разломов. В их пределах промышленное урановое оруденение наблюдается лишь на небольших участках, отличающихся от безрудных наиболее сложным геологическим строением и длительным развитием. Такие участки часто совпадают с крупными изгибами разломов по простиранию и падению, местами их расщепления и пересечения. На участках месторождений, где развиты различные по составу и физико-механическим свойствам вмещающие породы, пояса даек и ксенолитов, нередко проявляется литологический контроль оруденения.

Другие рудовмещающие интрузивы гранитоидов фанерозойских складчатых областей относятся к небольшим дополнительным и поздним малым интрузивам и залегают в самых различных вмещающих породах, в том числе и в ранних батолитоподобных массивах гранитоидов. Урановые месторождения, приуроченные к таким поздним интрузивам, формировались в специфических структурных условиях и характеризуются определенными особенностями размещения оруденения. На условия локализации оруденения большое влияние оказывали форма и внутреннее строение интрузивов, состав и физико-механические свойства вмещающих их пород. Урановорудные тела обычно накладываются на зоны грейзенов, апогранитных альбититов, калишпатитов, березитов и ранние кварц-сульфидные жилы, которые часто оказывают решающее влияние на закономерности размещения оруденения.

Заканчивая краткое рассмотрение структурных условий формирования урановых месторождений фанерозойских складчатых областей, необходимо отметить, что промышленное оруденение формировалось на глубине 1000—2000 м от поверхности, существовавшей в период рудообразования. В благоприятных структурных условиях, например в зонах контактов интрузивов гранитоидов, вертикальный размах оруденения может достигать 2000 м.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ОБЛАСТЯХ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Несмотря на различное геологическое положение месторождений в этих областях, структурные условия их формирования имеют некоторые общие особенности. В частности, рудоотложение здесь осуществлялось в приповерхностных условиях — широкого распространения брекчий, открытых мелких трещин и других пустот. В результате на характеризуемых месторождениях широко развиты рудоносные штокверки, несущие прожилково-вкрапленное оруденение с брекчиевыми текстурами, а также трещинные жилы с резко изменяющейся морфологией. Вместе с тем месторождения, возникшие в активизированных областях с различной геологической историей, характеризуются присущими им специфическими структурными особенностями локализации оруденения.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКТИВИЗИРОВАННЫХ ЩИТОВ

На докембрийских щитах, активизированных в мезозое, условия образования и размещения урановых месторождений определяются в основном двумя структурными факторами: наличием крупных долгоживущих разломов фундамента со сложным внутренним строением, являвшихся путями движения магматических расплавов и гидротермальных растворов, и наличием региональной границы раздела, нередко тектонической, между глубокометаморфизованными породами кристаллического фундамента и резко отличными от них по физико-механическим свойствам осадочными породами маломощного платформенного чехла. Если разломы фундамента определяют размещение урановых месторождений и мезозойских интрузивов в плане, то упомянутая граница раздела контролирует их положение в разрезе: и те, и другие локализуются в непосредственной близости от нее.

На браннеритовых месторождениях, сформированных в горстообразных блоках докембрийских щитов, рудоконтролирующими и одновременно рудовмещающими являются как собственно мезозойские, так и омоложенные раннепротерозойские разломы, развитые вблизи поясов и ареалов субвулканических

интрузивов и даек щелочноземельных-щелочных пород. Эти разломы относятся к разрывам щелевого типа. Они хорошо проявлены в виде зон многократного дробления, брекчий и жил в жестких породах кристаллического фундамента и очень слабо выражены в пластических карбонатных породах маломощного платформенного чехла, которые, по-видимому, являлись в период рудообразования своеобразным экраном для проявления деформации. Однако породы платформенного чехла, вероятно, не служили экраном для гидротермальных растворов, так как вверх по разрезу вблизи платформенного чехла гидротермальная минерализация, в том числе и урановое оруденение, испытывает постепенное естественное выклинивание, не образуя каких-либо участков концентрированного отложения руд, как это имеет обычно место в случае «подпруживания» рудоносных растворов.

Эти особенности рудоносных разломов фундамента браннеритовых месторождений, а также однородность вмещающих пород по геохимической характеристике (дорудные калиевые, пирит-карбонат-ортоклазовые метасоматиты) обусловили исключительную выдержанность минерального состава руд и большой вертикальный размах оруденения, превышающий 2 км. Однако концентрации браннеритовых руд в протяженных разломах фундамента развиты весьма неравномерно и находятся в зависимости от локальных структурных факторов. Они наибольшие в тех участках, где разломы имеют более сложное строение и большую мощность зоны дробления. Такими участками являются места плавных изгибов тектонической поверхности разломов по простиранию и падению, расщепления разломов и их сопряжения и пересечения с диагональными и поперечными разрывами.

Широкое развитие среди гидротермальных образований браннеритовых месторождений брекчий, жил и прожилков, последних нередко с гребенчатой и крустификационной текстурами, указывает на выполнение минералами открытых полостей и, следовательно, на проявление гидротермальной деятельности в близповерхностных условиях. Воссоздание разреза пород второго и третьего структурных этажей, существовавшего в период рудообразования, показывает, что формирование верхних частей этих месторождений происходило на глубине 0,5—0,8 км. С учетом установленного вертикального размаха, превышающего, как уже отмечалось, 1,5—2,0 км, можно заключить, что нижние части месторождений формировались на глубине 2,5—3,0 км. На этой глубине, так же как и вблизи поверхности, урановые руды представлены зонами брекчий с браннеритом в цементе, однако количество сопутствующих им в разломах жильных образований (барит-кварцевые и карбонат-кварцевые жилы и прожилки) резко уменьшается или они вообще исчезают.

С точки зрения существующих представлений, глубины порядка 2,5—3 км, соответствующие нижним уровням формирования месторождений, принято считать уже глубинными уровнями рудообразования, однако в рассмотренном нами случае таким взглядам противоречит достаточно широкое развитие брекчий и отсутствие типичных катаклазитов и милонитов, сопутствующих явно более глубинным месторождениям урановосных альбититов. Таким образом, пример браннеритовых месторождений убеждает в необходимости уточнения представлений о глубинах формирования близповерхностных урановых месторождений.

В урановосных провинциях зон краевых глубинных разломов докембрийских щитов рудоносные разрывы развиты среди сложных многофазных массивов (лакколитов) щелочных пород, характеризующихся развитием вулканических куполов и приуроченных к местам пересечения этих зон глубинных раз-

ломов с поперечными достаточно крупными разрывными нарушениями. Они представлены системами многочисленных мелких разрывов и зонами трещиноватости, развитыми вблизи крупных сбросов, рассекающих массивы щелочных пород на блоки. Мезозойский возраст и малые глубины (0,4—0,5 км) формирования самих массивов, а также тесная связь с последними гидротермальных процессов определили относительно более простое внутреннее строение, приповерхностное образование и небольшой вертикальный размах рудоносных нарушений. К специфическим особенностям месторождений, возникших в характеризуемых условиях, следует отнести многостадийность гидротермальной деятельности, протекавшей на фоне изменения температур, и неоднократность отложения радиоактивных минералов, обусловивших в ряде случае совмещение в рудоносных разрывах высокотемпературной ториевой и в целом более низкотемпературной урановой минерализации.

Сравнение всех разновозрастных гидротермальных урановых месторождений докембрийских щитов, активизированных как в протерозое, так и в фанерозое, обнаруживает резкие их различия по структурным условиям и глубине формирования.

В. И. Казанский [105], развивая положения структурной зональности В. М. Крейтера [152] применительно к глубинным зонам земной коры для целей выяснения структурных условий эндогенного рудообразования в крупных разломах фундамента древних платформ, сопоставил условия рудоотложения с условиями дислокационного метаморфизма. Он пришел к важному выводу, что минеральный состав тектонитов, наиболее близких по возрасту к оруденению, является критерием оценки глубины формирования месторождений. Им выделено пять глубинных уровней дислокационного метаморфизма, которым сверху вниз соответствуют: I — «сухие» зоны брекчирования и трещиноватости горных пород, II — дизъюнктивные нарушения с тектоническими глинками, III — зоны эпидот-хлоритовых катаклазитов и милонитов, IV — зоны биотит-амфиболитовых бластокатаклазитов и бластомилонитов, V — зоны изоклинальных складок, будинажа и гранитных инъекций.

Согласно В. И. Казанскому [105], зоне II отвечает деятельность низкотемпературных, а зоне III — среднетемпературных гидротермальных растворов, зоне IV — формирование высокотемпературных кварц-полевошпатовых метасоматитов пегматоидного типа, а зоне V — гранитных расплавов.

Относительно схемы структурной зональности, предложенной В. И. Казанским, урановые месторождения докембрийских щитов занимают различное положение. Высокотемпературные редкоземельно-урановые микроклиниты соответствуют четвертой, урановосные альбититы третьей, а браннеритовые месторождения — второй зонам этой схемы.

Приведенные нами соображения о структурных условиях и глубине формирования разновозрастных урановых месторождений докембрийских щитов с учетом общих принципов анализа характера деформаций и фаций дислокационного метаморфизма, а также с учетом глубинности становления магматических комплексов позволяют наметить следующие три глубинных уровня уранового рудообразования в разломах фундамента этих областей: абиссальный (более 7—8 км), гипабиссальный (3—7 км) и приповерхностный (0,5—3,0 км).

В направлении от абиссального уровня к гипабиссальному и далее к приповерхностному вверх по разрезу происходят существенные изменения характера рудоотложения, типа деформаций, близких по времени к рудообразованию, температур и глубин формирования месторождений. Характерно, что

Таблица 7

Положение различного типа разрывов, магматических образований и урановых месторождений докембрийских щитов относительно глубинных уровней

Глубинные уровни формирования месторождений	Характер деформаций тектонитов этапа рудообразования	Рудовмещающие разрывы	Магматические комплексы, сопряженные во времени с оруденением	Месторождения						
				высокотемпературные редкоземельно-торий-урановые	связанные со среднетемпературным натровым метасоматозом	связанные с низкотемпературным натровым метасоматозом	жильные кварцево-смолковой формации	медно- и золото-урановые	мезозойские браннеритовые в разломах фундамента	мезозойские в массивах щелочных пород
Приповерхностный (0,5—3,0 км)		Зоны брекчий и открытых полостей (жил и прожилков)	Субвулканические интрузивы, дайки и эффузивы щелочноземельных—щелочных пород							
Гипабиссальный (3—7 км)	Хрупкие	Милониты и катаклазиты зеленосланцевой фации	Гипабиссальные интрузивы гранитов рапакиви и щелочных пород, дайки основных и субщелочных пород							
Абиссальный (7—8 км)	Пластические с перекристаллизацией	Бластомилониты и бластокатаклазиты амфиболитовой фации	Абиссальные ультраметаморфические гранитоидные комплексы							

одновременно наблюдается уменьшение фаций глубинности тех магматических комплексов, которые близки по времени к оруденению (табл. 7). Так, метасоматическое рудоотложение, характерное для высокотемпературных редкоземельно-торий-урановых микроклинитов (абиссальный уровень), сменяется выше комбинированным рудоотложением, совершавшимся при образовании урапоносных альбититов и метасоматически, и путем выполнения микропустот в катаклазитах и какиритах (гипабиссальный уровень) и, наконец, отложением путем выполнения крупных открытых полостей в брекчированных породах браннеритовых месторождений (приповерхностный уровень). Параллельно происходит уменьшение температуры рудообразования от высоких (редкоземельно-урановые микроклиниты) к средним (урапоносные альбититы) и далее к средним-низким (браннеритовые месторождения), а также фаций глубинности магматических пород: глубинные ультраметаморфические гранитоидные комплексы → гипабиссальные интрузивы гранитов рапакиви → приповерхностные субвулканические интрузивы, дайки и эффузивы щелочноземельных — щелочных пород.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКТИВИЗИРОВАННЫХ ПЛАТФОРМ

В ряде районов мира на платформах после длительного периода относительно спокойного платформенного развития в результате мощной мезозойской тектоно-магматической активизации резко деформируется осадочный платформенный чехол, происходит внедрение гранитоидов и часто возникает вулканическая деятельность. Согласно В. И. Казанскому [51], основные урановорудные поля урапоносных провинций активизированных платформ приурочены к наложенным на платформенный чехол вулкано-тектоническим депрессиям, зонам разломов, контролирующих размещение поздних интрузивов, и к зонам интенсивной складчатости платформенного чехла над разломами фундамента, особенно в узлах их пересечения и сопряжения. В связи с этим интрузивные массивы часто образуют цепочки, вытянутые вдоль зон разломов нескольких направлений. Вдоль зон разломов проявляется и наиболее интенсивная складчатость платформенного чехла. К этим массивам изверженных пород и тяготеют урановые рудные поля, группирующиеся в протяженные урапоносные зоны.

При рассмотрении соотношения уранового оруденения с изверженными породами ранее подчеркивалась наблюдаемая тесная пространственная его связь с наиболее молодыми интрузивами и экструзивами, залегающими в верхнем структурном этаже. Такие рудные поля локализуются или в самих близповерхностных телах кислого — щелочного состава, или на их периферии, и урановое оруденение контролируется одними и теми же разломами, что и интрузивные массивы.

В ряде рудных районов на собранных в складки и рассеченных разрывами осадочных породах платформенного чехла возникают депрессии, сложенные более молодыми эффузивно-осадочными породами. По геологическому строению они сходны с урапоносными вулкано-тектоническими сооружениями орогенных и активизированных складчатых областей. На локализацию связанного с ними уранового оруденения решающее влияние оказывают разломы. Одни из них ограничивают депрессии и разделяют их на блоки, другие прослеживаются в их донной части, расщепляются и затухают в базальных горизонтах, но именно они являлись рудопроводящими для рудоносных растворов и определяют размещение гидротермального уранового оруденения, которое

локализуется в горизонтах слоистых пород, обладающих благоприятными физико-механическими свойствами.

Известны рудные районы, где гидротермальное урановое оруденение размещается среди осадочных пород платформенного чехла на значительном удалении от выходов гранитоидов, внедрение которых связано с периодом активизации платформы. Однако и в этом случае совокупность признаков указывает на наличие массивов изверженных пород на глубине. Платформенный чехол оказывается рассеченным системой разломов, ориентированных поперечно по отношению к складкам. При этом на продолжении упомянутых разломов, уже в породах фундамента выявлены штоки гранитоидов молодого возраста. Отдельные из разломов системы контролируют размещение не только урановых, но также свинцово-цинковых и других месторождений.

Примеры приуроченности рудных полей к складчатым структурам платформенного чехла, осложненным разрывными нарушениями, приведены В. И. Казанским [51]. Позиция рудных полей определяется сочетанием разломов и складок. Они локализуются в узких зонах интенсивных складчатых и разрывных дислокаций, испытавших в течение платформенной стадии развития и в период активизации платформы наибольшие погружения.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКТИВИЗИРОВАННЫХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Процессы мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации проявлялись в пределах ряда геосинклинальных областей с завершенной складчатостью. Они играли большую роль в преобразовании ранних складчатых структур и в формировании уранового и другого оруденения. Основные урановые месторождения таких областей приурочены к разнообразным наложенным депрессиям и вулканическим куполам, формировавшимся после значительного перерыва на гетерогенном фундаменте. Как уже показано, урановые месторождения известны и за пределами этих наложенных депрессий и куполов, в породах основания. Они также приурочены к зонам крупных разломов и поясам поздних малых интрузивов.

Структурные условия формирования рассматриваемых урановых месторождений сходны со структурными условиями формирования месторождений орогенных областей. Но между ними существуют и определенные различия. На геологическое строение и условия формирования месторождений активизированных складчатых областей бóльшее, чем в орогенных областях, влияние оказывают особенности строения фундамента.

Структурные условия формирования урановых месторождений в разнообразных депрессиях, вулканических куполах и зонах разломов, прослеживающихся в их обрамлении, характеризуются рядом специфических черт. Значительная группа месторождений приурочена к грабенообразным депрессиям. Рудоносные грабенообразные депрессии (прогибы) имеют неправильную форму и вытягиваются вдоль крупных разломов на многие километры [51, 235, 238, 48 и др.]. Эти прогибы характеризуются асимметричным строением (рис. 79). Их основание наиболее глубоко опущено вблизи основных крупных разломов. Прогибы выполнены пологозалегающими, преимущественно терригенными осадочными, нередко угленосными отложениями, которые содержат также маломощные покровы андезито-базальтов. Иногда среди них отмечаются отдельные горизонты игнимбритов и туфов липаритов и согласные и секущие интрузивы липарито-дацитов. Фундамент прогибов и их обрамление сла-

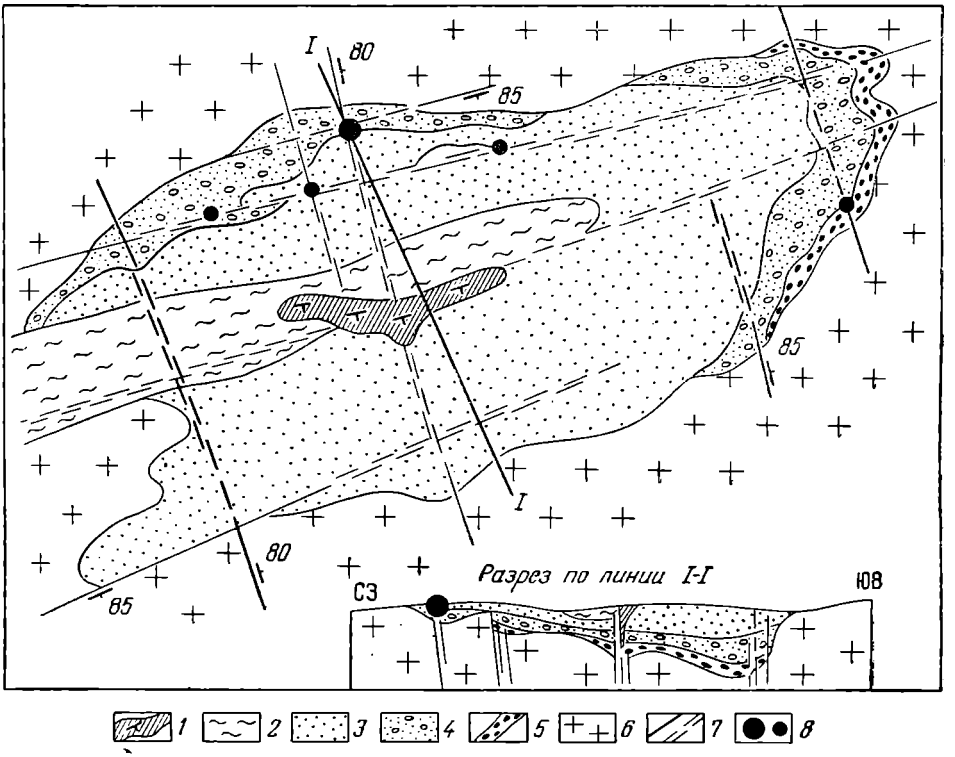


Рис. 79. Схема геологического строения грабенообразного прогиба и положение урановых месторождений и рудопроявлений.

1 — наиболее молодые кайнозойские базальты; *2* — кайнозойские песчаники, алевролиты и конгломераты с прослоями углей; *3—5* — толщи мезозойских отложений: *3* — песчаников, алевролитов и аргиллитов, *4* — конгломератов, гравелитов и песчаников с «горизонтами» андезито-базальтов, липаритов и их туфов и игнимбритов, *5* — грубообломочных конгломератов и гравелитов; *6* — раннемезозойские и палеозойские граниты, гнейсы и сланцы; *7* — разломы; *8* — урановые месторождения и рудопроявления

гают разновозрастные осадочно-метаморфические и изверженные породы. Поверхность их неровная.

Урановые месторождения и рудопроявления располагаются в краевых слабо прогнутых частях прогибов на участках пересечения и сопряжения скрытых разломов фундамента (см. рис. 79). Урановое оруденение наблюдается преимущественно в форме согласных лентообразных залежей и крупных плоских линз, прослеживающихся вдоль пологих послойных нарушений [51, 235, 238]. На его локализацию оказывает влияние рельеф фундамента прогибов. Над выступами фундамента интенсивно проявляются продольные и поперечные крутопадающие разломы, а также послойные срывы. Важную роль играют горизонты благоприятных пород.

Вторая группа урановых месторождений приурочена к сложным вулканическим сооружениям, представленным бескальдерными депрессиями, вулканическими кальдерами и куполами.

Вулкано-тектонические депрессии сложены преимущественно игнимбритами и туфами липаритовых порфиров, которые содержат маломощные горизонты терригенных осадочных пород. В основании и вверху разреза депрессий часто широко развиты покровы андезито-базальтов. Слоистые толщи прорываются

субвулканическими интрузивами липаритов. Мощность и фациальный состав вулканогенно-осадочных пород, выполняющих депрессии, а также особенности размещения субвулканических и жерловых фаций в значительной мере обусловлены особенностями строения фундамента. Полный разрез и максимальные мощности пород чехла наблюдаются в наиболее глубоких погружениях фундамента и достигают 1500 м. В отличие от орогенных областей формирование таких вулканических структур редко сопровождается значительным поздним проседанием основания, и они относятся к бескальдерным депрессиям. В меньшем числе депрессий наблюдается одностороннее проседание по дуговидным и линейным разломам нескольких направлений, и они приобретают черты вулканических кальдер.

Промышленные урановые месторождения размещаются в зонах крупных разломов, развивающихся по границам обособленных тектонических блоков фундамента. Урановое оруденение локализуется преимущественно в вулканогенно-осадочных образованиях депрессий, но нередко распространяется и в породы фундамента как по падению, так и по простиранию разломов, прослеживающихся за пределы депрессий. Рудные тела имеют форму пологих лент, сложных по строению крутопадающих штокверков и жильных зон, развитых в определенных горизонтах пород.

Значительная часть урановых месторождений приурочена к вулкано-купольным структурам, среди которых выделяется два основных типа. Одни из них формируются на поднятиях фундамента и их слагают главным образом слоистые вулканогенно-осадочные породы стратовулканов центрального типа. Строение таких вулканических куполов сходно со строением вулкано-тектонических депрессий. Сходными являются и структурные условия формирования урановых месторождений, приуроченных к ним. Другие вулкано-купольные структуры формируются в неглубоких наложенных депрессиях путем внедрения крупных лакколитообразных субвулканических интрузивов липарито-гранитов. Основную часть таких вулкано-куполов слагают массивные липариты выше и ниже которых залегают горизонты слоистых вулканогенно-осадочных пород.

Урановые месторождения приурочены к участкам пересечения и сопряжения крупных разломов. В зависимости от особенностей проявления рудоконтролирующих разломов оруденение локализуется в слоистых толщах вулканитов под субвулканическими интрузивами, либо в липарито-гранитах субвулканических интрузивов.

Структурные условия локализации уранового оруденения месторождений, приуроченных к поздним малым интрузивам гранитоидов, в значительной мере обусловлены формой залегания рудовмещающих интрузивов и внутренним строением разрывных нарушений.

Месторождения, находящиеся за пределами вулканических сооружений, в породах фундамента, размещаются в участках пересечения, сопряжения и искривления крупных разломов. Положение рудных тел и обогащенных участков внутри них определяется особенностями морфологии и внутреннего строения рудовмещающих разрывных нарушений [123]. На участках месторождений, которые слагают неоднородные по составу и свойствам породы, нередко проявлен литологический контроль оруденения.

Палеовулканические реконструкции показывают, что верхние части урановых месторождений активизированных складчатых областей формировались на глубине 500—1000 м от поверхности, существовавшей в период рудообразования. Вертикальный размах оруденения чаще составляет первые сотни метров, но в отдельных случаях достигает 1000—1500 м.

Урановое оруденение формировалось преимущественно путем выполнения открытых полостей в зонах дробления и пор в благоприятных вулканогенно-осадочных и интрузивных породах. Реже рудоотложение сопровождалось метасоматическими процессами.

Изложенный материал показывает, что главнейшим рудоконтролирующим элементом урановых месторождений, сформированных в различных геологических условиях, являются крупные глубинные разломы, которые в разных типах рудоносных территорий и частях геологического разреза по-разному влияли на структурные условия формирования месторождений.

На древних щитах крупнейшими рудоконтролирующими структурами являются глубинные разломы, среди которых различаются краевые, внутренние, разделяющие ядра щитов и протоплатформенные блоки более поздней консолидации, разграничивающие территории с различным проявлением ультраметаморфизма и магматизма, а также контролирующие раннепротерозойские геосинклинальные троги. Рудные районы и узлы приурочены обычно к участкам пересечения и сопряжения этих разнотипных разломов. В архейских кристаллических породах щитов глубинные разломы сопровождаются зонами деформированных пород огромной мощности и сложного строения. В их пределах картируются различные разновозрастные элементы, в том числе древнейшие, образованные в условиях глубинных пластических деформаций и ультраметаморфизма.

Среди рудолокализующих тектонических элементов таких территорий важнейшая роль принадлежит разрывным нарушениям, а складчатые имеют подчиненное значение. В складчатом комплексе раннепротерозойских геосинклинальных трогов глубинные разломы сами по себе не проявляются, а разрывы, связанные с движениями по ним, являются относительно небольшими и простыми по строению: важнейшее значение в локализации оруденения приобретают элементы складчатых структур, в участках усложнения строения которых мощность разрывов значительно возрастает.

В геосинклинальных провинциях фанерозоя глубинные разломы также являлись главнейшими рудоконтролирующими структурами и определяли многие особенности условий формирования месторождений. Глубинные рудоконтролирующие разломы характеризуются длительной историей формирования и сложным строением. Крупнейшие из них отделяют области разновозрастной складчатости и контролируют размещение вулканических поясов и урановосных провинций. Выделяются разломы, разграничивающие блоки с различным геотектоническим режимом развития и определяющие положение рудных районов, и разломы, прослеживающиеся по границам территории с неодинаковыми особенностями проявления складчатых и разрывных деформаций, магматизма и оруденения. Эти разломы, так же как и рудоконтролирующие разломы щитов, имеют большую протяженность и мощность, но существенно отличаются по строению. В геосинклинальном комплексе пород над зонами разломов возникают узкие крутые складки, ориентированные в соответствии с простиранием разломов. Разрывные нарушения, отражающие зоны глубинных разломов, осложняют складчатые структуры. Нередко эти разломы контролируют размещение раннегеосинклинального вулканизма.

По сравнению с разломами древних щитов общая раздробленность и метаморфизм пород вблизи разломов геосинклинальных провинций значительно слабее.

В орогенные этапы развития и в процессе тектоно-магматической активизации складчатых областей в зонах глубинных разломов формируются разнообразные вулкано-тектонические депрессии, вулканические купола и пояса поздних гипабиссальных интрузивов. Особенности глубинных рудоконтролирующих разломов отражаются в строении этих вулкано-тектонических образований.

На разных этапах развития складчатых зон крупные разломы неодинаково влияли на проявление магматизма. На ранних этапах они разделяли области развития разновозрастных батолитоподобных интрузивов, а на поздних – вулканогенные и интрузивные породы формировались преимущественно в зонах разломов. Рудные поля и месторождения приурочены к участкам пересечения и сопряжения разных типов разломов.

В платформенном чехле активизированных платформ рудоконтролирующие структуры представлены зонами складчатости, интрузивов и разрывных нарушений, развивающимися над скрытыми разломами фундамента. В качестве ведущих рудоконтролирующих структур выступают складки и интрузивы, осложненные согласными и секущими разрывами.

Рудоконтролирующие структуры верхнего структурного этажа активизированных платформ и щитов имеют большое сходство с рудоконтролирующими структурами орогенных и активизированных складчатых областей. Они представлены разнообразными вулкано-тектоническими, эрозионно-тектоническими депрессиями, вулкано-купольными структурами и поясами поздних интрузивов, осложненных разрывными нарушениями.

МАГМАТИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ

Проблема связи между эндогенным оруденением и изверженными горными породами была и остается одной из наиболее актуальных и в то же время наиболее сложных проблем геологии. Вокруг этой проблемы неоднократно разворачивались научные дискуссии, и в геологической литературе нашли отражение различные представления о связи оруденения с магматизмом. Одни исследователи отстаивают мнение о тесном генетическом родстве между определенным эндогенным (в том числе и урановым) оруденением и вмещающими его интрузивными и даже эффузивными магматическими образованиями. Другие отрицают какую-либо связь между гидротермальным оруденением и магматизмом вообще.

Проблему анализировали в своих трудах многие выдающиеся советские геохимики, петрографы и специалисты в области теории рудообразования: В. И. Вернадский, А. Е. Ферсман, Д. И. Щербаков, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, А. Н. Заварицкий, М. А. Усов, С. С. Смирнов, А. Г. Бетехтин, И. Ф. Григорьев, Ю. А. Билибин, Г. Д. Афанасьев, В. С. Коптев-Дворников, Ф. Н. Шахов, Ф. К. Шипулин, Х. М. Абдуллаев. Эта проблема дискутируется и в настоящее время, ее анализируют в своих трудах В. И. Смирнов, И. Г. Магакьян, П. М. Татаринов, Г. Н. Щерба, Ф. И. Вольфсон, И. Я. Некрасов, В. Л. Барсуков, В. И. Козеренко, А. А. Радкевич, М. Г. Руб, И. Н. Томсон, М. А. Фаворская и многие другие.

Вопрос связи различных групп эндогенных рудных месторождений с магматизмом решается по-разному. У большинства исследователей не вызывает сомнения тесная генетическая связь месторождений олова, вольфрама, бериллия, тантала, ниобия и некоторых других элементов со сложными многофазными гранитоидными интрузивными или вулкано-плутоническими комплексами

различного возраста. Однако и в этом относительно простом случае наиболее обоснованным, видимо, является представление, сформулированное еще С. С. Смирновым [282], согласно которому растворы, породившие месторождения, нельзя связывать непосредственно с конкретными магматическими телами, обнажающимися в тех же зонах и на том же гипсометрическом уровне, что и месторождения, а следует считать производными более глубинных, корневых частей рудоносного магматического комплекса.

Для большинства других рудных месторождений, в том числе и для урановых, вопросы связи оруденения с магматизмом решаются не так однозначно. При рассмотрении данной проблемы необходимо различать два существенно отличающихся друг от друга аспекта. Первый — это характер магматизма, история его развития, металлогеническая специализация магмы рудоносных (в том числе ураноносных) провинций в целом, второй — связь конкретных месторождений или рудных полей с магматическими породами данного района.

Известно, что проявления магматизма различных геотектонических областей существенно различаются между собой. Н. С. Шатский, В. В. Белоусов, Ю. А. Кузнецов, Е. К. Устиев и др. отмечают прямую связь магматических процессов с тектоническими движениями земной коры и более глубинных оболочек планеты. М. В. Гзовский [58] говорит о парагенетической связи между тектоническими и магматическими явлениями, отображающими две стороны единого процесса.

В проблеме возникновения магм, связанных со вторичным расплавлением материала в недрах земли, в участках активных тектонических движений различают условия, ведущие к возникновению основных и кислых магм [22, 159, 181, 359 и др.]. Формирование плутонов гранитоидов и их вулканических аналогов связывается с палингенезом — расплавлением и перемещением или метасоматическим замещением пород «гранитного» слоя земной коры под воздействием тепловых потоков и флюидов, поступающих из верхней мантии [158, 134, 334].

Место, причина и механизм образования основных магм во многих аспектах еще не выяснены. По мнению различных авторов, они могут возникать: под воздействием снятия давления (напряжения) при образовании глубинных разломов; вследствие зонной плавки под действием тепла радиоактивных источников; в результате влияния дополнительного потока глубинной энергии дегазации мантии; за счет частичного выплавления силикатного расплава из субстрата верхней мантии, или астеносферы, т. е. образования астенолитов, всплывающих под действием сил гравитации и тектонических факторов.

Способ образования расплавов разного состава, по-видимому, обусловлен вертикальной миграцией фронта магмообразования за счет плавления различных оболочек земной коры или за счет фазового превращения вещества одного и того же состава. Образование различных силикатных расплавов происходило в одном направлении в условиях земной коры и верхней мантии и было связано с воздействием на породы эндогенного теплового потока. Магматические очаги в коре и мантии образуются под действием газовых потоков, возникавших в процессе эволюции Земли в результате планетарной дегазации вещества мантии, которая протекает повсюду равномерно, но резко возрастает в тектонически активных зонах земной коры. Процесс расплавления пород на разных уровнях геооболочек связан с конвективными и кондуктивными теплопотоками, возникающими в мантии Земли в результате образования в ее субстрате зон проницаемости глубокого заложения [24, 35, 159, 181].

Гипотеза «тепловых газовых струй» объясняет многие закономерности развития магматизма: проявление магматических образований во времени и пространстве: зависимость состава многих магм от состава вмещающей среды, в которой находится магматический очаг; смену во времени основного магматизма кислым и щелочным; вертикальную миграцию фронта магмообразования; способ передачи энергии недр в земную кору; агенты метаморфизма [158].

Согласно Ф. А. Летникову [174], крупные массивы гранитоидов глыбовых областей являются продуктами эволюции гнейсо-купольных структур, формирование которых обусловлено процессами гранитизации и выплавления из метаморфических пород кислых магм. Очаг расплавления возникает в завершающий этап развития гнейсового купола преимущественно в условиях амфиболитовой фации. В результате снятия давления и увеличения содержания воды происходит переход гнейсов в магматический расплав, объем которого больше объема кристаллических пород, что приводит к прогрессирующему развитию очага плавления, длительному сохранению расплавов от кристаллизации, усиленному воздыманию купола и затем перемещению гранитной магмы в вышележащие толщи. В этих условиях по мере уменьшения давления и температуры магматический очаг эволюционирует от гранодиоритовых до гранитных расплавов.

В предыдущем разделе было показано геотектоническое положение урановых провинций. Здесь необходимо подчеркнуть, что все они характеризуются континентальным типом развития земной коры и для всех провинций обязательным является проявление кислого гранитоидного магматизма на завершающих стадиях развития области. Мысль о связи урана с палингенными гранитными магмами является не новой и вполне согласуется со сложившимся представлением о том, что уран как химический элемент является элементом «внутрикоровым» и с глубинными подкоровыми процессами непосредственно вряд ли связан.

Промышленно ценных месторождений урана нет ни в древних эвгеосинклинальных областях, не имевших орогенного завершения, ни на щитах и платформах, характеризующихся основным подкоровым типом магматической деятельности, ни в молодых незавершенных геосинклинальных системах.

Металлогеническая специализация различных магматических пород, в том числе и содержание в них радиоактивных элементов, зависит от их состава, возраста и геотектонического положения. Повышенные содержания урана характерны для ассоциаций гранитоидов и кислых эффузивов, развитых в тектонически устойчивых, но в последующем активизированных областях. Радиоактивность кислых магматических пород обусловлена главным образом наличием акцессорных минералов, при этом наиболее высокие концентрации урана отмечаются в повышеннокалиевых субщелочных и кислых гранитных формациях.

Соскладчатые преимущественно натриевые плагиограниты обычно существенно торие носные, анатектические гранитоиды содержат лишь кларковые количества радиоактивных элементов [6]. Форма нахождения урана в гранитах различна, но четырехвалентный уран является первичным, а шестивалентный — вторичным [187, 211].

Для урановых провинций характерна контрастная дифференциация пород по содержанию урана и тория, причем отношение Th/U близко к единице или менее единицы, а в целом не превышает 3—4 [256, 304]. Общей особенностью активизированных областей является зависимость между геохимическим фоном и эндогенной рудоносностью молодых вулкано-плутонических

комплексов, с одной стороны, и вещественным составом и содержанием урана и тория в формациях фундамента — с другой [256].

Наиболее четко связь уранового оруденения с магматизмом прослеживается на примере орогенных зон фанерозойских складчатых областей и зон молодой мезо-кайнозойской активизации складчатых областей, щитов и платформ.

Одной из наиболее интересных и детально изученных урановорудных провинций, в пределах которой отчетливо фиксируются связь уранового оруденения с процессами магматизма и влияние пространственного размещения наиболее молодых кислых магматических пород на распределение урановых месторождений, является палеозойская варисцийская геосинклинальная система Центральной Европы. По данным европейских геологов [337, 266, 77, 257, 425, 447 и др.], основная часть урановых месторождений размещается здесь в пределах Франко-Чешского срединного массива и его ближайшего обрамления. В других зонах «варисцийской Европы» промышленно ценных урановых месторождений не известно.

Срединный массив Центральной Европы, так же как и срединные массивы других геосинклинальных областей, характеризуется подчиненным развитием собственно геосинклинальных осадочных и базальтоидных магматических формаций и наиболее полно проявленным магматизмом и осадконакоплением орогенной стадии развития.

Одним из известных и изученных урановорудных регионов мира является северная краевая часть Чешского массива (составная часть Франко-Чешского срединного массива). Основные черты геологии этой территории и вопросы размещения рудных, в том числе и урановых месторождений в ее пределах охарактеризованы помимо указанных также и в работах многих других авторов [130, 443, 444, 445, 338, 323, 473, 367]. Особенности геологического строения и истории развития этого региона отчетливо иллюстрируют связь метаморфических и магматических процессов между собой и зависимость их от проявления мощных восходящих глубинных тепловых потоков. Их влияние объясняет пространственные и временные соотношения магматических, метаморфических и метасоматических образований с определенными геологическими структурами. Это обнаруживается по отсутствию границ между упомянутыми образованиями при ультраметаморфизме и гранитизации, в пространственном и временном их совпадении, а также в длительности и унаследованности их развития. Они также проявляются в обогащении многих магматических и некоторых метаморфических пород подвижными и летучими компонентами (K, Na, SiO_2, B, F, Ar, He и др.), а также сохранением в течение длительного времени повышенных тепловых потоков в участках проявления третичного вулканизма и в крупных тектонических зонах. С воздействием мощных подкоровых тепловых потоков связано образование вторичных магматических очагов кислого состава в «гранитном» слое коры (т. е. в нижнепротерозойском или архейском структурном этажах) на глубинах 10—15 км.

Среди магматических образований Чешского массива наиболее распространены кислые породы (преимущественно гранитоиды), менее — основные и еще меньше ультраосновные. Проявление кислого магматизма и гранитизации земной коры характерны для разных эпох, начиная от молданубской (добайкальской) и ассинтской (байкальской) и кончая варисцийской, определившей основные черты строения всего складчатого пояса и срединного массива Центральной Европы. Варисцийские интрузивные комплексы гранитоидов, связанные в пространстве и во времени с кислыми эффузивами, относятся по особенностям

состава, строения и развития к приповерхностной формации субвулканических гранитов (по Ю. А. Кузнецову) или к вулкано-плутонической формации (по Е. К. Устиеву). Большинство доварисцийских гранитоидов отвечает более глубинной формации гранитных батолитов или анатектитов.

Большая часть варисцийских гранитоидов жестких геоантиклинальных блоков является палингенными интрузивными образованиями и относится к нормальным щелочноземельным биотитовым и аляскитовым гранитам, иногда характеризующимся повышенной щелочностью, или к гранодиоритам. Дифференцированные интрузии гибридной субщелочной магмы среднего состава развиты в иных тектонических условиях. Анатектитовые гранитоиды среди этих комплексов распространены меньше и лишь в некоторых блоках. Варисцийские вулканиты представлены дифференцированными сложными сериями или нормальными (палингенными) липаритами. Для варисцийских магматических образований характерно преобладание калия над натрием.

Молданубские, ассинтские и каледонские слабо дифференцированные гранодиориты и плагиограниты в противовес этому почти все являются автохтонными, анатектитовыми или метасоматическими.

Подавляющее большинство гранитоидов разного возраста и происхождения размещаются в жестких геоантиклинальных блоках ранней консолидации — древних устойчивых и унаследованных поднятиях, под которым «гранитный» слой, содержащий магматические очаги, имеет относительно повышенную мощность.

Породы основного состава геосинклинального периода развития сосредоточены в прогибах или их краевых частях, обладающих меньшей мощностью «гранитного» и большей мощностью «базальтового» слоев коры, в пределах которого и возникали соответствующие вторичные магматические очаги.

На основании геолого-петрографических исследований, по возрастным соотношениям пород и данным абсолютной геохронологии [480] устанавливается, что магматическая деятельность в пределах Чешского массива проявилась в три главные эпохи, включающие несколько тектоно-магматических циклов: 1) протерозойскую, охватывающую молданубский и ассинтский циклы; 2) палеозойскую, включающую ранний, каледонский, и средне-поздний, или варисцийский, циклы; 3) мезо-кайнозойскую, также охватывающую два цикла.

Общей тенденцией для магматических проявлений всех циклов являлось сочетание во времени и в пространстве регионального зонально-кольцевого и линейного распределения при локальном и унаследованном развитии магматизма центрального типа.

Магматические формации основного состава различных типов и возраста характерные либо для ранних стадий геосинклинального развития протерозойских и палеозойских циклов, либо для самых поздних этапов послеплатформенной кайнозойской активизации, образуют линейные и дуговые пояса, кольцевые структуры, которые контролируются глубинными разломами разных категорий. Они не связаны с проявлением регионального метаморфизма пород данного уровня глубинности.

Породы группы габбро-базальтов и габбро-перидотитов от ассинтского до альпийского возраста, являясь продуктами дифференциации базальтовой магмы, образуют в разных районах в каждом цикле и комплексе единые вариационные ряды пород от ультраосновного до среднего состава, характеризующихся повышенной щелочностью натриевого ряда и обладающих геохимической специализацией на Ti, Fe, Ni, Co, Mn, V, Cu, Cr и другие элементы. Породы щелочно-базальтоидной формации, образованные за счет дифференциаци

подкоровой ультраосновной магмы или гибридизма базальтовой и сиалической магм повышенной щелочности, специализированы, кроме того, на Zr, Ba, Sr, Nb, TR, Th, иногда и другие элементы [430].

Согласные вулканические и дайково-силловые офиолитовые пояса геосинклинальных спилит-диабазовой и спилит-кератофировой формаций, проявленных в прогибах и их краевых частях, тяготеют к зонам продольных глубинных разломов, обрамляющих жесткие геоантиклинальные блоки ранней консолидации. Районы их максимального развития испытывали миграцию во времени (от позднего протерозоя до среднего палеозоя) и латерально по отдельным прогибам от центра массива к его периферии.

Интрузивные тела докембрийских гипербазитов и габброидов, а также континентальные вулканические пояса альпийских базальтоидов контролируются подвижными рифтогенными зонами глубинных разломов, разделяющими структурно-формационные области или рассекающими их в поперечном направлении.

Для кислого магматизма разных циклов, как уже указывалось, намечается связь с участками развития предшествующего регионального метаморфизма и гнейсовыми купольными структурами. Она обусловила локальную концентрацию проявлений кислого магматизма в длительно развивающихся плутонических и вулкано-плутонических сооружениях центрального типа в геоантиклинальных блоках либо линейного типа в подвижных тектонических зонах краевых или сквозных глубинных разломов разных направлений. Вокруг таких ядер и скоплений кислых магматитов (в центре Чешского массива или других блоков) происходило зонально-кольцевое развитие от центра к периферии гранитоидов и их излившихся аналогов, различавшихся по составу, форме и времени проявления.

В геоантиклинальных блоках первого типа кислый интрузивный магматизм развивался длительно, многоактно, от ассинтской и каледонской до варисцийской эпох, унаследованно совпадая с гнейсовыми купольными сооружениями и образуя крупные сводовые поднятия, которым соответствует значительное увеличение мощности «гранитного» слоя коры.

Геоантиклинальные блоки второго типа отличаются менее интенсивным или неполным и прерывистым развитием кислого варисцийского, особенно позднего магматизма, а в некоторых из них проявлением лишь орогенного наземного вулканизма образованием локальных сводов, которым также соответствует некоторое увеличение мощности «гранитного» слоя, но, как правило, не такое значительное, как в первом случае.

Интрузивные и эффузивные кислые породы региона характеризуются повышенной щелочностью калиевого ряда, причем по петрохимическим и геохимическим особенностям они изменяются в зависимости от возраста и тектонической позиции в различных блоках и зонах.

Разнообразные по составу и возрасту кислые магматические породы варисцийского цикла образуют два крупных многофазных комплекса: ранний, соскладчатый ($C_1 - C_2$) и поздний — вулкано-плутонический, послескладчатый ($C_2 - P_1$).

Среди разновозрастных образований кислого состава выделяются три подгруппы, отличающиеся по происхождению, тектонической позиции и петрохимическим особенностям.

1. Анатектитовые, метасоматические и интрузивные гранодиориты и плагиограниты доварисцийского и ранневарисцийского возраста, недифференцированные по фазам, составу и геохимически.

2. Интрузивные гранитоиды батолитов «пестрого» монцонитоидного состава ранневарисцийского соскладчатого комплекса (изотопный возраст 35 330 млн. лет) в подвижных тектонических зонах и аналогичные им по сост послескладчатые эффузивы. Эти породы отчетливо дифференцированы по фа и петрохимическим особенностям, обладают повышенной щелочностью калиев ряда и образуют единый вариационный ряд пород от основного и средн (субщелочного) до кислого состава (диориты, сиенито-диориты, гранодиори граниты и др.). Геохимически они специализированы по U, Th, Zr, Ti, Ba, V, Nb, Ni, а локально в некоторых зонах по Sn, Be, Rb, Li, F, B и др. [4 464].

3. Разновозрастные интрузивные граниты позднескладчатой фазы (изот ный возраст 340—320 млн. лет) и послескладчатого комплекса (изотопный в раст 310—280 млн. лет), а также их вулканические и субвулканические анал в пределах устойчивых геоантиклинальных блоков, образованные из пал генной магмы с повышенным содержанием щелочей и кремнекислоты. Пор отчетливо дифференцированы по фазам, но слабо по петрохимическим осо ностям. Гранитоиды последней подгруппы в блоках первого типа представл нормальными или аляскитовыми гранитами и липаритами (с преобладан калия над натрием), пересыщенными кремнеземом и глиноземом и содер щими повышенные концентрации редких щелочей. В блоках второго типа в меньше содержание кремнезема и выше щелочность (гранодиориты, трахи циты и т. п.). Разновозрастные граниты этой подгруппы различаются та по составу и содержанию акцессорных минералов, рудных и летучих ком нентов. Для «горских» (позднескладчатых) гранитов характерна ассоциа циркон + апатит + монацит, для «рудногорских» (послескладчатых) — топа + касситерит + апатит. В обоих типах присутствуют турмалин, флюор минералы урана, тория, титана, тантала, ниобия [392, 446]. По минераль составу они близки к развитым в регионе гранитным пегматитам [430].

Гранитоиды позднескладчатой фазы соскладчатого комплекса, гран и липариты послескладчатого комплекса обладают контрастно проявлен геохимической и металлогенической специализацией по U, Th, Sn, W, Mo, Pb, Li, F, B и др. [368, 369, 464]. Содержание этих элементов изменяется комплексам и фазам и достигает наибольших значений некоторых из них в по них грейзенизированных «рудногорских» гранитах, особенно в пределах антиклинальных блоков первого типа, а также в секущих тектонических зон

Большинство анатектитовых и интрузивных гранитоидов доварисцийск и ранневарисцийского возраста, а также кислых вулканитов пермо-карб северной краевой части Чешского массива радиогеохимически почти не д ференцированы и имеют близкое к кларкам содержание урана и тория при ср нительно высоком (3—8,5) торий-урановом отношении. На этом фоне выде ются блоки первого типа, в которых все массивы гранитоидов и липаритов рисцийского и более древнего возраста характеризуются повышенными ко центрациями урана (до 10 г/т и более), дифференцированными и повышенны содержаниями тория (до 40 г/т и более), переменным, но в целом невысок (1—3) отношением Th/U.

Для более ранних «горских» гранитов (C_2) в процессе магматической ди ференциации устанавливается общая тенденция увеличения содержания ура и тория от ранних фаз к поздним, а для «рудногорских» гранитов (C_2—P_1) наоборот, некоторое уменьшение их содержания по фазам.

Большая часть урана и тория сконцентрирована в акцессорных минер лах — циртолите, ураноторите, уранините, фергюсоните, монаците, ксенотим

ортите, цирконе и лишь частично в межзерновых пространствах и в породообразующих минералах. Поэтому общее количество этих радиоактивных элементов в гранитах, а также отношение Th/U во многом зависит от содержания соответствующих акцессорных минералов. Аномальные концентрации урана и тория в гранитах обусловлены либо первичным неравномерным распределением этих минералов, либо постмагматическим привносом или перераспределением элементов.

Отчетливая специализация **по урану** и торию, характерная для всех интрузивных и эффузивных кислых **магматических** пород варисцийского и более древнего возраста геоантиклинальных **блоков** первого типа, отображает урапоносность этих блоков и является глубинным индикатором металлогенической специализации данных сооружений земной коры. Наличие в пределах подобных геоантиклинальных блоков с увеличенной мощностью «гранитного» слоя коры продуктов ранней гранитизации пород, крупных плутонических и вулкано-плутонических сооружений, в которых сосредоточены разновозрастные кислые и ультракислые магматические образования, специализированные по рудным, щелочным и летучим компонентам, свидетельствует о проявлении здесь мощных, длительно и унаследованно действующих вначале щелочных, а затем фтор- и борсодержащих флюидов, вызвавших на глубине, в «гранитном» слое, селективный палингенез редкометальной гранитной магмы.

Урановые месторождения районов Чешского массива располагаются в пределах таких блоков и тяготеют к экзо- и реже эндоконтактам интрузивных массивов позднескладчатых фаз соскладчатого и послескладчатого комплексов [293, 294, 77, 115, 33, 323, 229, 231, 439]. Возраст первичного уранового оруденения по данным уран-свинцового метода [217, 366, 411, 410] 270—240 млн. лет.

Главной отличительной особенностью этих месторождений является их тесная пространственно-структурная и геохимическая связь и возрастная близость с указанными магматическими образованиями.

Сходная геологическая обстановка и взаимоотношения интрузивных пород и уранового оруденения характерны также и для районов Центрального Французского и Арморикапского массивов [266, 257, 281]. В пределах Центрального Французского массива урановые месторождения сконцентрированы в центральной и северной его частях в зоне, характеризующейся интенсивным развитием поздневарисцийского гранитоидного магматизма. В позднем палеозое здесь внедрились два комплекса гранитов: биотитовые — бретонской фазы (C_1) и двуслюдяные — астурийской фазы (C_2—P_1). И те и другие граниты обладают повышенными содержаниями урана: в двуслюдяных гранитах до 20 т/г, в биотитовых — до 9 г/т. Гидротермальные жильные урановые месторождения этого района тесно связаны с поздними двуслюдяными гранитами, в пределах которых они главным образом и залегают.

В районе Арморикапского массива все известные урановые месторождения, также жильной формы, тяготеют к гранитному массиву Мортань, в пределах которого от древних к молодым выделяются биотитовые гранодиориты, порфировидные граниты, двуслюдяные и альбитизированные граниты. В более молодых разностях заметно увеличение роли натрия и уменьшение содержания калия. Одновременно в альбитизированных разностях гранитов значительно возрастает содержание урана (до 20 г/т). Возраст гранитов первой фазы по рубидий-стронциевому методу оценивается в 300 млн. лет, второй фазы 280 млн. лет, третьей 250 млн. лет. Возраст уранового оруденения, полученный Ч. Костольяни по данным массовых анализов настурана с разных месторождений,

составляет 280—265 млн. лет. С учетом ошибки измерений (±25 млн. лет) эти цифры достаточно точно отвечают времени внедрения гранитов поздней фазы.

Помимо рассмотренных известны урановые провинции, в которых проявлен щелочной магматизм нефелинового ряда, близкий по возрасту к периоду рудообразования. Оруденение здесь часто локализуется непосредственно среди интрузивных образований. Рудные тела месторождений сложены уран-ториевыми и уран-редкометальными минеральными ассоциациями. Как правило, они образовались в ранние этапы гидротермальной деятельности и относятся к высокотемпературным формациям. Такие месторождения известны в провинциях как областей мезо-кайнозойской активизации, так и складчатых поясов фанерозоя.

Тесная связь уранового оруденения с магматическими образованиями отчетливо проявлена и на урановых месторождениях, залегающих среди вулканических пород. Опыт изучения этих месторождений различных районов мира показывает, что все они приурочены к областям развития континентального вулканизма преимущественно кислого состава [39, 51, 139, 141, 144, 166, 165, 164, 277, 53, 101]. Эти месторождения связаны как с вулканическими породами орогенного периода развития складчатых систем (или, другими словами, с районами проявления субсеквентного магматизма геосинклиналей), так и с вулкано-плутоническими комплексами в зонах мезо-кайнозойской активизации щитов, платформ и древних складчатых областей. По мнению некоторых исследователей [139, 142], рудные месторождения в таких районах тесно генетически связаны с вулканизмом. Однако большинство геологов, занимавшихся изучением урановых месторождений этой группы, в том числе и авторы, считают, что эта связь не является столь прямой, что урановое оруденение оторвано во времени от момента формирования вулканогенных тел и что основная роль здесь принадлежит не столько временно́й, сколько пространственной связи, обусловленной унаследованностью развития основных тектонических структур. Связь эта выражается в том, что крупные тектонические зоны и особенно узлы их сочленения, являвшиеся в период вулканической деятельности магмоподводящими каналами, оставались наиболее проницаемыми и в последующий период, отвечающий времени рудообразования. Пространственная связь вулканизма и оруденения может объясняться также, по-видимому, связью этих процессов с одними и теми же глубинными магматическими очагами.

Существуют также и другие точки зрения по этому вопросу. Так, например, Л. Н. Шаткова и Г. А. Шатков [332] высказали мнение о том, что источником рудного вещества для урановых месторождений в толщах кислых вулканитов могут служить сами толщи вулканических пород. По их представлениям, раскристаллизация кислого магматического расплава в поверхностных условиях сопровождается выносом урана, причем при девитрофикации («фельзитизации») 1 км³ стекловатых игнимбритов с повышенным первичным содержанием урана (до 18—24 г/т) выносится до 25 000 т урана, который, переотлагаясь, может сформировать рудные залежи в пределах этой же толщи вулканогенных пород. Подобный способ образования промышленных гидротермальных урановых месторождений представляется мало вероятным, поскольку упомянутые авторы пытаются таким образом объяснить формирование месторождений с типично эндогенными, гидротермальными рудами, которые нередко залегают не только в вулканитах, но и в породах фундамента. Однако сам факт наличия в пределах рудного поля вулканических пород с повышенным первич-

ным содержанием урана представляет большой интерес прежде всего потому, что он служит показателем существовавших повышенных концентраций урана в магматическом очаге.

Чаще всего урановые месторождения, связанные с вулканогенными образованиями, располагаются в пределах сложно построенных вулканических или вулканогенно-осадочных депрессий, многие из которых имеют четко выраженное кальдерное строение. В разрезах таких депрессий широко представлены вулканические породы как кислого, так и среднего (до основного) состава. Соотношения их могут колебаться в значительных пределах. Среди пород ранних серий обычно преобладают основные и средние разности, среди поздних серий — кислые. Эта смена пород в отдельных случаях может быть многократной, но последние, наиболее близкие по возрасту к оруденению вулканические породы имеют кислый состав и часто характеризуются повышенной щелочностью калиевого ряда. Однако во всех известных случаях время формирования оруденения оторвано от наиболее поздних вулканических извержений, что доказывается развитием в пределах месторождений поствулканических, но дорудных даек как кислого, так и среднего и основного состава.

Указанные взаимоотношения даек с рудовмещающими кислыми вулканитами и с урановым оруденением были неоднократно рассмотрены в литературе [166, 53, 269, 301, 199, 287, 353 и др.]. В ряде случаев удалось установить, что оруденение оторвано во времени не только от завершающих фаз вулканизма, но и от процесса раннего гидротермального (или фумарольно-сольфатарного) изменения вулканических пород, часто сопровождающего вулканическую деятельность. При изучении одного из таких месторождений [269] было установлено, что дайки диабазовых порфиритов, прорывающие интенсивно аргиллизированные дацит-порфиры, сами остаются неизмененными, причем это удалось подтвердить микроскопическим изучением непосредственного контакта дайки с дацит-порфирами. В то же время в пределах участков, содержащих гидротермальное настурановое оруденение, эти дайки подвержены интенсивному изменению, а в отдельных случаях пересекаются рудными прожилками, т. е. являются несомненно дорудными.

Анализ возрастных взаимоотношений проявлений процессов широкого гидротермального преобразования пород и рудной минерализации в палеовулканических областях часто затрудняется тем, что непосредственно околорудные (околопрожилковые) метасоматиты, несомненно связанные с формированием урановых руд, обычно практически неотличимы от измененных пород, преобразование которых вызвано предшествующей фумарольно-сольфатарной деятельностью. В обоих случаях наблюдаются окварцевание, серицитизация или аргиллизация пород кислого состава. Однако масштабы проявления тех и других изменений всегда резко различны. Кроме того, проведенные детальные геологические исследования однозначно указывают на существенный отрыв во времени процесса гидротермального оруденения от момента формирования рудовмещающих пород, т. е. от времени активного вулканизма и сопровождавшей его фумарольно-сольфатарной деятельности. В связи с этим в районах развития уранового оруденения среди вулканических образований, видимо, следует выделять два этапа гидротермальной деятельности. Первый — фумарольно-сольфатарный, в результате которого возникли широкие поля измененных пород, проявляющиеся на площадях развития активного палеовулканизма, и второй — рудный, который ведет к образованию промышленного уран-молибденового, флюоритового, реже свинцово-цинкового и некоторого другого оруденения.

Данные изотопного определения возрастов пород и руд различных урановых месторождений указывают, однако, на весьма незначительный (в абсолютных цифрах) временной отрыв уранового оруденения от дорудных даек и наиболее поздних рудовмещающих вулканогенных пород. Детальные геохронологические исследования в ряде рудных районов СССР показывают, что для палеозойских месторождений этот отрыв укладывается в пределы ошибок разных методов анализа и, как правило, не превышает 10 млн. лет (см. гл. 7).

Интересные данные по этому вопросу получены американскими геологами при изучении месторождения Мерисвейл, расположенного в порфировом поясе плато Колорадо [119]. По геологическим данным здесь также устанавливается, что оруденение наложено не только на наиболее поздние вулканические образования — риолиты (липариты), но также и на дайки лампрофиров, пересекающие все вулканические породы района. По изотопным данным возраст риолитов здесь составляет всего лишь 5 млн. лет, а возраст урановых руд — менее 5 млн. лет. Таким образом, разрыв во времени между окончанием процессов активного поверхностного вулканизма и оруденения не может быть более 3 млн. лет.

В целом же все имеющиеся к настоящему времени данные о возрастных соотношениях оруденения на урановых месторождениях в вулканогенных образованиях указывают на тесную пространственную и временную связь оруденения с процессом кислого магматизма, завершающего магматическое развитие рудоносных площадей и проявленного в виде вулканических или вулканоплутонических комплексов. Однако нет оснований говорить о генетической связи оруденения с какими-либо конкретными комплексами пород вулканических районов или определенных палеовулканов. Геологические данные, временной отрыв оруденения от рудовмещающих вулканических образований с очевидностью свидетельствуют о том, что ко времени рудообразования все поверхностные и близповерхностные магматические образования были уже раскристаллизованы, остыли и были разбиты разрывными нарушениями. В последние в ряде случаев внедрились многочисленные и разнообразные по составу, в том числе и основные, дайки.

Представляется более правильным предполагать «парагенетическую» связь оруденения и рудовмещающих вулканических пород с глубинными коровыми очагами кислых палингенных магм, заканчивающих развитие к моменту рудообразования и порождающих глубинные эманации, с которыми в верхние приповерхностные части земной коры привносились уран и ряд других рудных компонентов [27].

Однако далеко не во всех урановосных провинциях и не для всех типов гидротермальных урановых месторождений тесная связь их с процессами магматизма выявляется столь отчетливо, как в разобранных случаях. Существует ряд важных урановорудных провинций, в пределах которых наряду с месторождениями, пространственно и во времени связанными с молодыми изверженными породами, получили развитие гидротермальные урановые месторождения, не обнаруживающие видимой связи с магматизмом. Примером подобной урановосной провинции является палеозойская складчатая область Центральной Азии, для которой характерны неоднократные и весьма разнообразные проявления кислого палингенного магматизма. Наиболее крупные и широко распространенные гранитоидные интрузивы имеют здесь позднеордовикский — раннесилурийский возраст. Среди них различаются три типа массивов, отличающихся по геотектоническому положению. Первые приурочены к стабильным поднятиям, вторые — к блокам переходного тектонического режима и реже

к границам прогибов с поднятиями, третьи расположены в зонах глубинных разломов, разделяющих блоки с разным режимом тектонического развития, проявившегося в ордовике (воздымающиеся и прогибающиеся), и тяготеют к узлам сопряжения и пересечения этих разломов. Упомянутые позднеордовикские гранитные массивы отличаются не только геотектоническим положением, но и размерами, формой и некоторыми особенностями состава одновозрастных интрузивных фаз.

Следующие по возрасту гранитоидные интрузивы внедрялись в среднем силуре, что доказывается как геологическими данными, так и результатами абсолютной геохронологии. Массивы этого типа развиты главным образом в пределах блоков стабильно воздымавшихся на протяжении всего ордовикского периода. Силурийская интрузивная деятельность завершается внедрением широкой и чрезвычайно пестрой по составу серии даек регионального распространения.

Кроме позднеордовикских и силурийских в районе развиты магматические породы девонского возраста. Они чаще всего представлены вулканическими образованиями среднего и кислого состава, субвулканическими интрузивными телами и относительно редкими интрузивами гранитов. В различных частях провинции интенсивность девонского магматизма весьма различна.

В провинции выделяется ряд урановорудных районов, среди которых по масштабу и времени проявления магматизма, наиболее близкого по возрасту к оруденению, можно выделить три типа районов: а) с широким развитием девонских вулканогенных образований, б) с незначительным развитием девонских вулканогенных образований и широким распространением силурийских интрузивов гранитоидов, в) без девонских вулканогенных образований, но с широко развитыми силурийскими интрузивами. Рассмотрим некоторые черты истории геологического развития всех трех типов районов и проанализируем вопросы пространственного положения и возраста, проявленного в этих районах гидротермального уранового оруденения.

В районах первого типа оруденение локализуется в девонских вулканогенных образованиях. Взаимоотношения его с вмещающими вулканическими или субвулканическими породами, а также и с поствулканическими дайками аналогичны охарактеризованным выше примерам связи оруденения с вулканогенными породами. В отложениях карбона, развитых в этих районах и выполняющих мульды, отсутствуют признаки гидротермального изменения пород и урановых руд. Возраст уранового оруденения, залегающего в девонских образованиях, как по геологическим данным, так и по данным уран-свинцового изотопного метода оказывается позднедевонским. Таким образом, для первого типа районов отчетливо намечается тесная пространственная и временная связь оруденения с наиболее поздними кислыми магматическими образованиями.

Районы второго типа находятся в областях ранней палеозойской консолидации. В них главная масса руд обычно залегает в породах более древних, чем девонские, однако возраст оруденения как по геологическим, так и по изотопным данным является позднедевонским. Здесь также можно связывать рудный процесс с девонским магматизмом. Однако для этих районов выясняется, что на площадях развития наиболее важных гидротермальных урановых месторождений девонский магматизм проявлен относительно слабо.

В районах третьего типа широко развит силурийский магматизм, в то время как девонский магматизм или отсутствует, или проявился крайне ничтожно. Судя по геофизическим исследованиям, на глубине здесь также не

предполагаются сколько-нибудь крупные скрытые интрузивы девонского возраста. Изучение геологического строения рудных полей показывает, что в данной провинции наиболее поздний девонский магматизм не является обязательным для развития оруденения. Однако это не дает основания для полного отрицания связи оруденения с процессом, приводящим к возникновению девонских магматических очагов в целом. Например, в области зарождения девонских очагов в каком-либо участке земной коры температура (независимо от причины ее возникновения) оказалась несколько меньшей, чем температура, необходимая для расплавления пород, тогда магматические очаги в данных областях земной коры не возникнут. Однако процессы метаморфизма, связанные с ними, а также поступление в верхнюю часть земной коры флюидов из мантии и движение растворов, по-видимому, будут иметь место. При этом если уран не привнесен из глубин флюидами, то он, вероятно, мобилизуется из вмещающих пород под воздействием подкоровых газовых потоков.

В ряде провинций известны урановорудные районы, где близкого по времени к урановому оруденению магматизма вообще не обнаружено. В них проявлены ураноносные формации так называемых черных сланцев, а также урановые стратиформные месторождения областей активизации в наложенных депрессиях, выполненных кластическими осадками. В последних урановорудные тела размещаются в осадочных породах, обладающих повышенной проницаемостью, подчинены стратификации этих пород и приобретают достаточно большое площадное развитие. Этим месторождениям также нередко свойственно многоярусное строение, и оруденение их, как правило, контролируется крупными разрывными нарушениями. Именно эти месторождения характеризуются наиболее удаленной связью с магматизмом.

В свете рассматриваемой проблемы интересен вопрос о соотношении гидротермального уранового оруденения и близкого к нему по возрасту, но послерудного гранитоидного магматизма. Сопоставление данных по некоторым провинциям, характеризующимся развитием подобных соотношений, показывает, что районы и части ураноносных провинций, в пределах которых развиты близкие к оруденению послерудные тела гранитоидов, обычно не несут промышленного уранового оруденения. Вероятно, это объясняется тем, что формирование рудоносных растворов и возникновение послерудных магм происходит на близких глубинных уровнях земной коры и совпадает во времени. В связи с этим зарождающиеся очаги магматизма прекращают эволюционный ряд развития рудоносных растворов и тем самым отрицательно влияют на формирование гидротермального уранового оруденения.

Заканчивая рассмотрение соотношений разновозрастного гидротермального уранового оруденения с магматизмом, мы приходим к следующим выводам.

Ураноносными являются провинции, сформированные на коре континентального типа и в пределах которых проявилась магматическая деятельность на заключительных этапах их развития. В провинциях фанерозойских складчатых областей проявлен орогенный магматизм, а в областях активизации – магматизм, сопровождающий формирование вулканических сооружений, или магматизм, представленный наиболее поздним комплексом малых интрузий субщелочного состава. Ураноносные провинции характеризуются проявлением магматизма гранитоидного ряда. Обычно в их пределах интрузивная деятельность возникала неоднократно, в результате чего формировались серии интрузивных комплексов гранитоидов.

Провинции складчатых областей и областей активизации, характеризующиеся проявлением позднего предрудного магматизма основного состава

или завершившие свое магматическое развитие на стадии формирования гранитных батолитов (средние этапы развития геосинклинали), т. е. лишенные орогенного гранитоидного магматизма, не несут эндогенного гидротермального уранового оруденения.

Провинции областей, в которых проявился магматизм щелочного ряда, обычно оказываются менее благоприятными для возникновения месторождений гидротермального генезиса по сравнению с провинциями, характеризующимися проявлением поздних интрузивных образований кислого состава. Эти провинции, как правило, несут эндогенное гидротермальное уран-ториевое и урановое оруденение, тесно ассоциирующее по возрасту и в пространстве с интрузивами и вулканическими постройками пород щелочного состава.

В пределах урановосных провинций с проявлением позднего кислого магматизма гранитоидного ряда выделяются рудные поля и районы с различными соотношениями уранового оруденения и магматических образований.

Первая группа месторождений и рудных полей располагается в пределах жестких блоков ранней консолидации и характеризуется тесной пространственной или парагенетической связью оруденения с поздними магматическими образованиями. Последние обычно широко развиты на территории этих рудных полей. В интрузивах таких провинций, рудных полей и районов намечается определенная закономерность в накоплении урана от комплекса к комплексу. Содержание урана в гранитах наиболее поздних комплексов обычно составляет 10 г/т, достигая в отдельных случаях 15—20 г/т и более. Одновременно с этим содержание тория в этих же интрузивах относительно невелико (15—30 г/т), вследствие чего им свойственно низкое значение торий-уранового отношения (Th/U = 1—3).

Большая часть урана и тория в гранитоидах концентрируется в таких акцессорных минералах, как циртолит, ураноторит, уранинит, фергюсонит, монацит, ксенотим, ортит и циркон; частично уран находится в межзерновых пространствах и в породообразующих минералах. Поэтому общее количество этих радиоактивных элементов в гранитах, а также отношение Th/U зависит главным образом от содержания соответствующих акцессорных минералов. Повышенное содержание урана устанавливается и в вулканогенных породах поздних вулкано-плутонических комплексов урановосных провинций (10 г/т, иногда до 20 г/т).

В первой группе месторождений и рудных полей выделяются четыре подгруппы:

1) рудные поля и месторождения в малых интрузиях гранитоидов и их экзоконтактах, а также в вулканогенных сооружениях областей мезо-кайнозойской активизации;

2) в эндо- и экзоконтактах гранитоидных массивов орогенного этапа развития складчатых областей;

3) в вулканогенных породах орогенного комплекса палеозойских складчатых областей;

4) в районах, характеризующихся широким развитием гранитоидных массивов поздних этапов формирования щитов.

Вторую группу составляют рудные поля и месторождения в пределах тех же урановосных провинций (с широким развитием позднего магматизма гранитоидного ряда), но в районах которых поздний предрудный магматизм (интрузивный и эффузивный) не проявлен или представлен крайне незначительно. В этих районах и рудных полях присутствуют магматические образования ранних и средних этапов развития складчатых областей.

Месторождения и рудные поля этой группы обычно тяготеют к наложенным депрессиям, близким по возрасту к поздним интрузивам и вулканитам, но лишенным их. Они характерны как для областей активизации, так и для геосинклинальных областей.

В одних и тех же урановосных провинциях палеозойских складчатых областей могут быть проявлены оба типа месторождений и рудных полей. Возраст оруденения на месторождениях обеих групп в таких случаях одинаков.

Если для формирования месторождений первой группы необходимо возникновение и развитие предрудного глубинного (в пределах земной коры) магматического очага, то для образования месторождений второй группы он не обязателен. В этом случае, вероятно, в результате воздействия тепловых потоков в пределах земной коры возникает очаг разогрева, но не образуются магматические расплавы. В подобном очаге разогрева за счет метаморфизма пород формируются рудообразующие эманации, флюиды и гидротермальные рудообразующие растворы, несущие уран и ряд других полезных компонентов, но тип растворов и его воздействие на рудовмещающие породы несколько отличны от растворов, формирующих месторождения первой группы.

Третья группа рудных полей и месторождений характеризуется еще меньшей видимой связью с магматическим процессом. В их пределах также не получают развития поздние предрудные магматические образования. Рудные тела месторождений этой группы обычно стратиформные, в их формировании наряду с глубинными растворами важное значение приобретают инфильтрационные воды. При этом происхождение глубинных растворов, так же как и в месторождениях второй группы, по-видимому, обязано влиянию глубинных коровых очагов разогрева, в которых не возникало магматических расплавов. Тем не менее следует подчеркнуть, что для провинций в целом, где имеются рудные поля и месторождения двух последних групп, предрудный магматизм достаточно отчетливо проявлен. Обычно в урановосных провинциях с промышленным эндогенным урановым оруденением развиты все три названных группы месторождений.

Четвертая группа месторождений характерна для провинций с щелочным рядом магматических эффузивных и интрузивных образований. Здесь связь с глубинными магматическими очагами наиболее отчетлива. В этих месторождениях обычно проявлено смешанное уран-ториевое оруденение. (В настоящей книге они специально не рассматриваются.)

Таким образом, соотношения магматических образований и эндогенного уранового оруденения гидротермального генезиса достаточно разнообразны. О парагенетической связи между ними можно говорить лишь в масштабах провинций. Изучение истории геологического развития урановосных провинций показывает, что для докембрийских и палеозойских эпох свойственно проявление позднего гранитоидного магматизма, начиная с палеозоя наряду с интрузиями все большее значение начинает приобретать кислый вулканизм континентального типа. Какой-либо корреляции масштабов магматизма (интрузивного и эффузивного) и эндогенного оруденения не намечается. Важным условием для эндогенного рудообразования является проявление близкого к оруденению по времени, но все же предрудного магматизма кислого, частично субщелочного (калиевого ряда) состава.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УРАНОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ

Как уже отмечалось, рудоносные провинции, в пределах которых распространены гидротермальные урановые месторождения, включают также промышленные скопления ряда других полезных ископаемых. Вопросы временных и пространственных соотношений уранового оруденения и месторождений других элементов уже находили отражение в геологической литературе [43], однако в основном они анализировались для отдельных рудных районов и полей. Здесь же попытаемся более широко рассмотреть их.

ПРОВИНЦИИ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ И ИХ ЩИТОВ

Древние щиты и платформы имеют важнейшее значение в качестве источников руд различных полезных ископаемых [92]. Согласно последним данным на их территории находится более трети всех мировых запасов руд железа. На долю древних платформ (без СССР) приходится около 75% мировой добычи марганцевых руд, около 90% мировых запасов хромитовых руд в гипербазитах, около 60% достоверных мировых запасов меди, более 80% мировой добычи никелевых руд, около 75% мировой добычи кобальта, более $^3/_4$ добычи золота. До 70% запасов урановых руд развитых капиталистических и развивающихся стран сосредоточены в докембрийских породах древних платформ.

Согласно данным многих исследователей, формирование древних платформ и их щитов происходило в течение нескольких этапов.

В наиболее ранний этап (катархей, по В. И. Хаину [322]) формировались метаморфизованные в гранулитовой фации основные и ультраосновные вулканиты и рвущие их габброиды.

В раннеархейский этап, отвечающий стадии «нуклеарного» развития земной коры [236, 237], происходило образование зеленокаменных поясов, сложенных породами первичного риолито-андезито-базальтового состава, и разделявших их мигматито-гранито-гнейсовых куполов, прорванных крупными массивами гранитоидов.

В следующий протогеосинклинальный этап развития земной коры (поздний архей — ранний протерозой) [236, 237] обособились первичные ядра будущих континентов и сформировались подвижные зоны, заложение которых сопровождалось глубоким размывом консолидированных блоков и накоплением мощных толщ терригенно-осадочных и вулканогенно-осадочных отложений. Формирование подвижных зон протекало сложно и завершилось их интенсивной складчатостью, метаморфизмом и внедрением крупных гранитоидных, реже базит-ультраосновных интрузивов.

В платформенный этап консолидированные породы фундамента платформ были перекрыты осадочными, иногда эффузивно-осадочными отложениями, охватывающими возрастной диапазон от позднего протерозоя до четвертичного времени.

Для каждого из отмеченных этапов характерны свои металлогенические особенности. С породами фундамента платформ и их слабометаморфизованным чехлом связан специфический комплекс рудных месторождений, нередко характеризующихся значительными масштабами: меди, никеля, кобальта, золота, урана, свинца, цинка и железа.

Геологические исследования и определения абсолютного возраста свидетельствуют о том, что наиболее древними урановыми месторождениями

платформ и их щитов являются золото-урановосные конгломераты, изотопный возраст которых 2,5—2,7 млрд. лет *. Они сформировались в результате глубокого размыва архейских гранито-гнейсовых и зеленокаменных пород.

Эндогенные месторождения урана впервые возникли на щитах и платформах 1,9—2,0 и 1,6—1,8 млрд. лет назад [363, 305, 14, 107, 470, 108] после интенсивных тектонических движений, которые проявились в консолидированном архейском — раннепротерозойском основании и сопровождались возникновением длительно развивавшихся разломов глубокого заложения, контролировавших размещение уранового оруденения. Примерно к этому же времени относится образование ряда медных, свинцово-цинковых, колчеданно-полиметаллических и ликвационных медно-никелевых месторождений [127, 279].

В течение более позднего периода развития древних щитов и платформ эндогенное урановое рудообразование проявилось еще трижды. Урановые месторождения возникли на рубеже 1,2—1,4; 1,0 и 0,6—0,7 млрд. лет назад [305, 14, 470, 108]. Характерно, что каждый раз эпохи уранового рудообразования связаны со стадиями завершения самостоятельных тектоно-магматических циклов, либо эпох допалеозойской активизации.

Далее рассматриваются металлогенические особенности урановосных областей на Канадском, Австралийском и некоторых других древних щитах и платформах.

Урановосная провинция Канады, или Канадский рудный пояс, имеет конфигурацию гигантского полукольца, которое охватывает западную и южную краевые части одноименного щита. Канадский рудный пояс представляет собой одну из наиболее крупных рудоносных провинций мира. Его металлогенический облик определяется месторождениями меди, железа, никеля, урана, а также золота, кобальта, серебра, свинца и цинка.

Наиболее древними (абсолютный возраст 2,5 млрд. лет и более) в пределах характеризуемой территории являются глубокометаморфизованные и гранитизированные архейские породы зеленокаменного и гранито-гнейсового рядов, а также метаосадочные образования. На них с резким несогласием, обусловленным большим перерывом во времени, залегают мощные толщи менее дислоцированных нижнепротерозойских (гуронских) отложений, разделенных в свою очередь несогласиями на ряд групп, серий или формаций. Они представлены терригенно-осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями, сохранившимися в пределах прогибов, которые разделяют ядра архейских кристаллических пород. Верхнепротерозойские осадочные образования несогласно залегают на более древних толщах и характеризуются пологим залеганием.

В истории развития Канадского щита выделяются четыре периода наиболее массового формирования гранитоидных пород — 1,0; 1,4; 1,8 и 2,5 млрд. лет, которые соответственно связаны с завершением гренвильской, медвежьеозерной, гудзоновой и лаврентьевско-альгоманской тектоно-магматических эпох [384, 308]. По преобладающему проявлению геологических процессов той или иной из эпох территория Канадского рудного пояса разделяется на пять областей [479, 308]: Киватинскую (или Верхнего озера) и Йеллоунайф, консолидированных 2,5 млрд. лет назад, Большого Медвежьего озера и Атабаска (или Черчилл), завершивших свое активное развитие 1,8 млрд. лет назад, и Гренвилл, претерпевший консолидацию на рубеже 1,0 млрд. лет (рис. 80).

В пределах Канадского рудного пояса развиты три главные генетические

---

* На отдельных месторождениях этого типа получены также данные о наличии более позднего (1,7 млрд. лет) уранового оруденения [381].

группы урановых месторождений и рудопроявлений: осадочно-метаморфогенная (в конгломератах), пегматитовая и гидротермальная. Урановое оруденение характеризуется неравномерным площадным распределением, а промышленные месторождения урана сосредоточены в нескольких обособленных районах, каждому из которых свойственна специфическая металлогения.

Осадочно - метаморфогенные урановые месторождения (район Эллиот-Лейк, или Бляйнд-Ривер) находятся в рудном районе (или субпровинции, по М. М. Константинову и Е. Л. Куликовой [130]) Великих озер. Они являются уникальными по запасам металла. Урановое оруденение образует пластовые залежи в базальных конгломератах, кварцитах и песчаниках Гуронской формации (свита Брюс). Вкрапленная урановая минерализация (браннерит, менее уранинит) приурочена к пирит-серицит-хлорит-биотитовому цементу крупногалечных конгломератов и песчаников. Изотопный возраст уранового оруденения 1,7 млрд. лет [382, 308], что, по-видимому, отражает главную эпоху формирования промышленных концентраций урана.

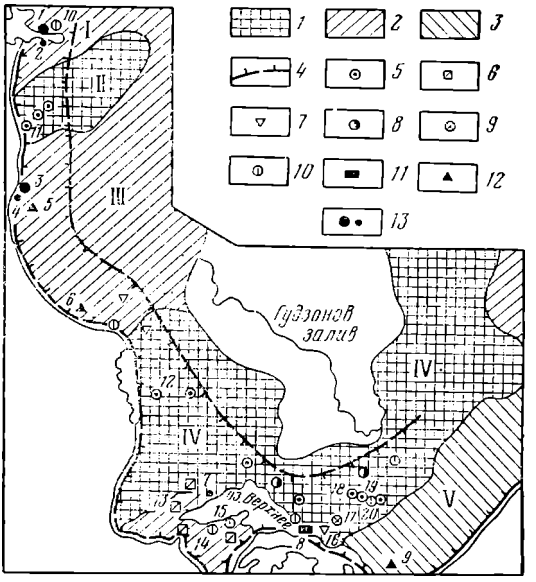


Рис. 80. Тектоническая схема Канадской урановой провинции и ее рудоносность. По данным А. И. Тугаринова и Г. В. Войткевич [308], М. М. Константинова, Е. Я. Куликовой [130], с использованием карты полезных ископаемых мира под ред. П. М. Татаринова.

1—3 — области проявления различных тектоно-магматических эпох: *1* — 2,5 млрд. лет, *2* — 1,8 млрд. лет, *3* — 1,0 млрд. лет; *4* — границы Канадского рудного пояса; *5—13* — месторождения полезных ископаемых: *5* — золоторудные (11 — Джаинт Йеллоунайф, 12 — Ред-Лейк, 18 — Поркьюпайн, 19 — Керкленд-Лейк, Лардер-Лейк), *6* — железорудные (13 — Верхнего Озера), *7* — медно-никелевые (16 — Садбери), *8* — полиметаллические, *9* — медно-никель-кобальтовые (17 — Кобальт), *10* — медные, серебряно-медные, золото-медные (10 — Эхо Бай Майнс, 14 — Уайт-Пайн, 15 — Коппер-Рендж, 20—Норанда), *11*— урапоносных конгломератов (8—Бляйнд-Ривер), *12* —урапоносных пегматитов (5 — Шарлебуа, 6 — Лак Ла Ронж, 9 — Банкрофт), *13* — гидротермальные урановые (1 — Эльдорадо, 2 — Мариен, 3 — Биверлодж, 4 — Гуннар, 7 — Порт-Артур)

Области: I — Большого Медвежьего озера, II — Йеллоунайф, III — Атабаска (Черчилл), IV — Киватинская (Верхнего озера), V — Гренвилл

Эндогенное урановое оруденение в районе Великих озер распространено незначительно. Единичные мелкие месторождения (Лабин. Маккарти, Камрей, Ранвик, Порт-Артур) представлены кварц-кальцитовыми и кальцитовыми прожилками с пастураном, гематитом, реже самородным серебром и сульфидами [130].

В то же время в рассматриваемом районе известен ряд уникальных месторождений других металлов: стратиформные железорудные месторождения Верхнего озера, залегающие в породах верхов гуронской формации; пластовые месторождения медистых песчаников Коппер-Рендж и Уайт-Пайн в платформенных верхнепротерозойских отложениях (свита Кьюиноу); ликвационное медно-никелевое месторождение Садбери, связанное с межформационным интрузивом габбро-норитов; рудное поле Кобальт (Онтарио), которое представлено многочисленными кальцитовыми рудными жилами с арсенидами и диарсенидами кобальта и никеля, сульфидами меди, самородными серебром

и висмутом, залегающими в мощном диабазовом силле; крупнейшие золоторудные поля Поркьюпайн, Матагеван, Керклен-Лейк, Лардер-Лейк, Хорн (Норанда), Ред-Лейк, связанные с кварцевыми жилами и карбонатно-серицитовыми метасоматитами, локализованными среди архейских метавулканитов основного — кислого состава. Изотопный возраст золоторудных месторождений 2,2—2,5 млрд. лет [335].

Гидротермальные урановые месторождения Канадского рудного пояса относятся к двум возрастным группам. Наиболее ранние, возникшие 1,75–1,9 млрд. лет назад [383, 362], сосредоточены в рудном районе Биверлодж (окрестности оз. Атабаска). Эти месторождения залегают среди протерозойских вулканогенно-осадочных отложений серии Атабаска и частично в архейских метаморфических образованиях группы Тайзин и рвущих их гранитах. Урановая минерализация (настуран, реже браннерит) в ассоциации с гематитом, карбонатом и кварцем выполняет густую сеть сближенных разрывов и трещин, оперяющих крупные сбросы (месторождения Эйс-Фей, Верна, Игл, Галч, Мартин и др.). Среди метаморфических толщ залегают также столбообразные тела прожилково-вкрапленных руд, которые локализуются в узлах пересечения региональных разломов (месторождение Гуннар). Все урановые рудные тела размещаются в зонах гидротермально измененных пород, представленных карбонат-хлорит-альбититовыми метасоматитами. Урановое оруденение района Биверлодж не обнаруживает связи с проявлениями магматической деятельности. К югу и востоку от оз. Атабаска (районы Блек и Шарлебуа) встречаются урановые рудопроявления в мелкозернистых пегматитах. Последние тесно связаны с гранитами и гранито-гнейсами, рвущими породы группы Тайзин.

По металлогенической специализации рудный район Биверлодж является существенно урановым. Эндогенные проявления других металлов, за исключением разобщенных золото-кварцевых жил, залегающих в гранитах, здесь не распространены.

Вторая группа гидротермальных урановых месторождений, возникших 1,4 млрд. лет назад [383], представлена системой жил в окрестностях Большого Медвежьего озера (месторождение Эльдорадо). Кварц-гематит-настурановые жилы с никель-кобальт-висмутовыми минералами и сульфидами сформировались в разрывных нарушениях, рассекающих нижнепротерозойские вулканогенно-осадочные породы (Гуронская формация), а также граниты, гранодиориты и рвущие их дайки диабазов. В непосредственной близости от проявлений уранового оруденения прослеживаются кварц-карбонатные жилы с борнитом, халькопиритом, халькозином, серебросодержащими и серебряными минералами (месторождение Эхо Бай Майнс). Они контролируются теми же дизъюнктивами, что и урановое оруденение. К северу от Большого Медвежьего озера находятся мелкие месторождения самородной меди, залегающие в миндалекаменных порфиритах.

Урановые месторождения, связанные с пегматитами, распространены по периферии рудного района Атабаска (о чем уже упоминалось) и установлены в области Гренвилл. В гранитах этой области, имеющих абсолютный возраст 1050 млн. лет [370], широко распространены тела пегматитов, содержащие тантало-ниобаты, берилл, минералы редких земель. В телах пегматитов и вдоль их контактов с вмещающими породами прослеживаются кварцевые жилы, содержащие уранинит, ураноторит, магнетит, флюорит, пирит и молибденит (мелкие месторождения района Банкрофт). Эндогенных месторождений других металлов в области Гренвилл не обнаружено.

Восточно-Австралийская урановая провинция, или рудный пояс одноименного названия [130], располагается в восточной краевой части Австралийской докембрийской платформы, простираясь параллельно зоне ее сочленения с Тасманской, или Восточно-Австралийской, палеозойской складчатой областью. Территория сложена протерозойскими, частично архейскими образованиями, которые в центральной части пояса перекрыты мезозойскими отложениями Большого Артезианского бассейна (рис. 81). Глубокометаморфизованные архейские толщи (гранито-гнейсы, мигматиты, реже амфиболиты) образуют несколько куполов (Рам-Джангл, Нанамбу, Нимбуа) в северной части провинции. Протерозойские породы разделяются на три системы. Образования наиболее древней нижнепротерозойской системы Наллагайн (серия Эджиконди) распространены в северной части территории, где ими сложены блоки Пайн-Крик и частично Маунт-Айза. В их составе преобладают дислоцированные метаморфические породы (различные типы слюдяных сланцев, метаконгломераты, доломиты, реже метавулканиты основного состава).

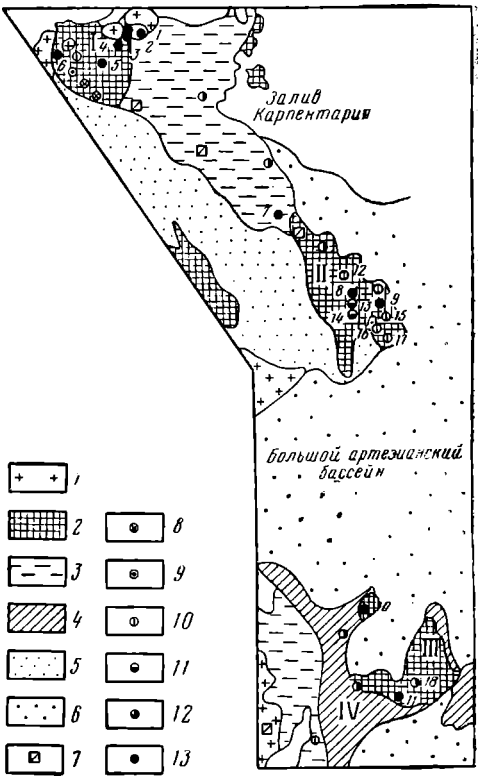


Рис. 81. Тектоническая схема Восточно-Австралийской урановой провинции и ее рудоносность. По данным С. Е. Колотухиной и др. [128], Додсона и др. (1976 г.).

1 — архейско-нижнепротерозойские гнейсо-мигматитовые комплексы; *2* — ранне-среднепротерозойские складчатые зоны; *3* — позднепротерозойский платформенный чехол; *4* — позднепротерозойские складчатые зоны; *5* — палеозойский платформенный чехол; *6* — мезо-кайнозойский платформенный чехол; *7—13* — эндогенные месторождения полезных ископаемых: *7* — железорудные, *8* — вольфрамово-оловянные, *9* — золотые, *10* — существенно медные (12 — Маунт-Оксайд, 15 — Куридала, 16 — Дачесс, 17 — Селуин), *11* — медно-свинцово-цинковые (13 — Маунт-Айза, 14 — Хилтон), *12* — свинцово-цинковые (18 — Брокен-Хилл), *13* — урановые (1 — Набарлек, 2 — Кунгарра, 3 — Рейнджер, 4 — Джабилука, 5 — группа Саут-Аллигейтор, 6 — Рам-Джангл, 7 — Уэстморленд, 8 — Андерсонс-Лоуд, Валхалла и др., 9 — Мери Кетлин, 10 — Маунт-Пейнтер, 11 — Радиум-Хилл)
Тектонические блоки: I — Пайн-Крик, II — Маунт-Айза, III — Брокен-Хилл, IV — Аделаида

Среднепротерозойские породы системы Карпентария развиты на всей площади Восточно-Австралийской провинции. В блоке Пайн-Крик они представлены слабометаморфизованными терригенными и вулканогенными отложениями большой мощности (формация Комболджи). Их аналогами в блоках Маунт-Айза и Брокен-Хилл являются метаморфизованные в зеленосланцевой, частично в амфиболитовой фациях породы, смятые в складки.

Верхнепротерозойская система Аделаида наиболее полно представлена на юге, в складчатой области одноименного названия. Здесь ее слагают дислоцированные геосинклинальные осадочные и вулканогенные образования. На остальной площади провинции данная система представляет собой платформенный чехол. Нижне-среднепротерозойские образования в различных участках Восточно-Австралийской урановой провинции прорваны гранитами, абсолютный возраст которых охватывает период от 1800 до 1500 млн. лет [128].

Рудные месторождения локализуются преимущественно в нижнепротерозойских и нижне-среднепротерозойских дислоцированных метаморфических породах. Среди них преобладают свинцово-цинковые, медные, урановые и золото-урановые. В отдельных районах известны железорудные, оловянные и редкометальные месторождения.

По условиям формирования, минеральному составу руд, температурам образования и абсолютному возрасту выделяются три группы урановых месторождений: высокотемпературные редкоземельно-титано-урановые, возраст которых 1600—1700 млн. лет [46, 400, 85]; низко-среднетемпературные сульфидно-золото-урановые, сформировавшиеся 1700—1800 и, по-видимому, частично переотложенные 500 и 900 млн. лет назад [396, 470]; низкотемпературные собственно урановые, образование которых датируется 430 млн. лет [396].

Высокотемпературные урановые месторождения приурочены к интенсивно дислоцированным нижне-среднепротерозойским породам тектонических блоков Маунт-Айза и Брокен-Хилл, прорванным карпентарийскими гранитами (абсолютный возраст 1550—1700 млн. лет [128]). Отмечается устойчивая пространственная и временная близость гранитов и высокотемпературного уранового оруденения, что позволяет предполагать их вероятную генетическую или парагенетическую связь.

В блоке Маунт-Айза находятся высокотемпературные урановые месторождения Мери-Кетлин, Скал, Андерсонс-Лоуд, Валхалла и другие более мелкие. Первое из них приурочено к меридиональной тектонической зоне, рассекающей узкую сжатую синклиналь того же направления. Рудные столбы развились вдоль мелких разрывов, возникших в местах пересечения зоны с крупными разрывами северо-западного направления. Оруденение контролируется также крутопадающим горизонтом карбонатных конглобрекчий (слои Корелла), превращенных в скаполит-диопсидовые скарны. Рудная минерализация (ортит, уранинит, радиоактивный апатит, стилвеллит, в подчиненных количествах сульфиды) тесно ассоциирует с гранатом, полевым шпатом и скаполитом [312]. Мелкие месторождения Скал, Андерсонс-Лоуд, Валхалла и другие представляют собой кварцевые жилы или жилообразные метасоматические тела субмеридионального простирания, содержащие браннерит, иногда давидит, а также магнетит и гематит.

В блоке Маунт-Айза известны также крупные медно-серебряно-свинцово-цинковые (Маунт-Айза, Хилтон) и медные (Селуин, Куридала, Маунт-Оксайд, Дачесс) месторождения, которые иногда связаны с урановыми проявлениями общностью рудоконтролирующих структур. Главные рудные тела этих месторождений имеют обычно субпластовую форму. Они приурочены к достаточно крупным зонам дробления и сбросам субмеридионального и северо-западного простирания и локализуются в слабо метаморфизованных графитовых, углисто-глинистых и доломитовых сланцах.

В блоке Брокен-Хилл находится высокотемпературное урановое месторождение Радиум-Хилл. Оруденение (тонковкрапленный давидит в тесной ассоциации с ильменитом, магнетитом, рутилом и гематитом) развито в кварц-биотитовых жилах, залегающих в крутопадающих зонах скалывания и дробления среди среднепротерозойских гнейсово-сланцевых образований, рассеченных дайками кислого и основного состава.

Неподалеку от месторождения Радиум-Хилл находятся крупнейшие в мире месторождения свинцово-цинковых руд района Брокен-Хилл. Седловидные рудные тела и линзы, локализующиеся здесь в двух сближенных интенсивно дислоцированных горизонтах гнейсов, контролируются тектонической

зоной север-северо-восточного простирания. Последняя представлена поясом сложных сжатых линейных складок нескольких порядков и осложняющих их продольных разрывов. Основная масса оруденения характеризуется ассоциацией галенита, сфалерита, реже пирротина и халькопирита с ортоклазом, кварцем, кальцитом, флюоритом, ганитом [404]. В отдельных рудных телах установлены урановые минералы (уранинит, давидит), которые ассоциируют со свинцово-цинковым или медным оруденением [451]. Изотопный возраст свинцов рудного поля Брокен-Хилл 1500—1700 млн. лет [308].

Геологическое положение месторождений Радиум-Хилл и Брокен-Хилл, геохимическая общность руд и близость их абсолютных возрастов позволяют предполагать, что урановая и полиметаллическая минерализация блока Брокен-Хилл возникла в течение единого послемагматического этапа минералообразования, завершившего орогенный период развития ранне-среднепротерозойской геосинклинали.

Низко-среднетемпературные сульфидно-золото-урановые месторождения сосредоточены в тектоническом блоке Пайн-Крик. Наряду с ранее известными месторождениями (Рам-Джангл и др.) к ним относятся открытые в 70-х годах крупные скопления золото-урановых руд Рейнджер, Джабилука, Кунгарра, Набарлек, которые выдвинули Австралию в число стран с мощным урановосырьевым потенциалом. Месторождения локализуются главным образом в дислоцированных метаморфических нижнепротерозойских породах формации Кулпин. Отдельные рудные тела некоторых месторождений залегают также в неметаморфизованных вулканогенно-осадочных среднепротерозойских отложениях (формация Комболджи) и секущих их дайках долеритов. Крупные и средние по масштабу месторождения приурочены к обрамлениям архейско-нижнепротерозойских мигматито-гранито-гнейсовых куполов Нанамбу (Рейнджер, Джабилука, Кунгарра) и Нимбуа (Набарлек), расположенным в северо-восточной части блока Пайн-Крик, а также купола Рам-Джангл (месторождение Рам-Джангл), находящегося на западном фланге блока. В составе мигматито-гранито-гнейсовых комплексов наряду с образованиями, имеющими абсолютный возраст около 2,5 млрд. лет, имеются граниты, сформировавшиеся 1,8 млрд. лет назад [470].

Рудные тела крупных и средних месторождений имеют форму пластообразных залежей. Они приурочены к горизонтам кварц-серицитовых и кварц-серицит-хлоритовых сланцев, содержащих графит, иногда тонковкрапленный пирит и включающих прослои доломитов или кремнистых пород. В то же время оруденение отчетливо связано с крупными нередко пологопадающими разрывными нарушениями, развившимися в обрамлении гранито-гнейсовых куполов. В пределах этих нарушений оруденение распределено в системах сближенных мелких трещин и разрывов, рассекающих породы субпараллельно их рассланцеванию и вкрест него, а также в виде вкрапленности. Рудная минерализация представлена настураном (нередко окисленным) и небольшими количествами пирита, галенита, халькопирита, сфалерита, иногда окислов титана и апатита. В рудах постоянно присутствует золото (от 1—3 до 8 г/т). Отмечается интенсивное хлоритовое или серицит-хлоритовое околорудное изменение вмещающих пород. На некоторых месторождениях (Набарлек, Кунгарра) обнаружены рудные линзы или столбы очень богатых контрастных настурановых руд.

Несколько специфический минеральный состав имеет месторождение Рам-Джангл, в рудах которого установлено повышенное по сравнению с остальными месторождениями количество сульфидов и преобладание среди них

медных минералов, а также появление дисульфидов кобальта и никеля [256].

Упоминавшиеся мелкие месторождения представлены линзовидными телами сульфидно-золото-настурановых прожилково-вкрапленных руд, залегающими в зоне тектонического контакта графитсодержащих и железисто-кремнистых сланцев и в участках пересечения последних разрывами других направлений [456].

Помимо урановых месторождений в блоке Пайн-Крик известны небольшие месторождения олова, вольфрама, свинца, цинка, меди и золота. Они сгруппированы в пределах полосы северо-западного направления. В этой же полосе располагается урановое месторождение Рам-Джангл. В районах развития крупных золото-урановых месторождений блока Пайн-Крик промышленных концентраций эндогенного оруденения других металлов не установлено.

К группе низкотемпературных эндогенных урановых проявлений относится месторождение Уэстморленд, расположенное в северной оконечности тектонического блока Маунт-Айза. Его наиболее крупная пластообразная рудная залежь приурочена к зоне дробления осветленных пород, которая возникла вдоль контакта трахиандезитовой дайки и крупнозернистых песчаников и конгломератов верхнего протерозоя. Оруденение представлено вторичными урановыми минералами, среди которых отмечаются реликты настурана [433]. Эндогенной минерализации других металлов ни в рудных телах, ни в прилегающем к месторождению районе неизвестно. Судя по абсолютному возрасту руд (430 млн. лет), месторождение Уэстморленд сформировалось в процессе раннепалеозойской активизации верхнепротерозойского платформенного чехла.

Наряду с охарактеризованными урановыми провинциями, необходимо кратко остановиться на металлогенических особенностях еще нескольких урановорудных районов, находящихся в пределах древних платформ и их щитов.

В одном из таких районов вкрапленное урановое оруденение (уранотитанаты, настуран, уранинит, коффинит), приуроченное к протяженным телам альбититовых метасоматитов, залегает в мощных зонах длительно развивавшихся разломов. Урановое оруденение возникло вслед за региональным метаморфизмом рудовмещающих толщ, их гранитизацией и становлением гранитных интрузивов. По времени образования (1,8—2,0 млрд. лет) оно близко к отмеченным процессам. Каких-либо существенных скоплений эндогенного оруденения других металлов в районах развития урановых месторождений в альбититах не отмечается.

В другом районе, сложенном нижнепротерозойскими метаморфическими породами, включающими железорудные формации, известны комплексные железо-урановые месторождения. Метасоматические рудные тела образованы гематитом, магнетитом, уранинитом и карбонатами или альбититом, кварцем, щелочными амфиболами, урансодержащими апатитом и малаконом, ненадкевитом и уранинитом. Они приурочены к осложнениям на крыльях и в замках сжатых линейных складок, трассирующих зоны глубинных разломов [244]. Характеризуемые месторождения возникли в результате последовательного проявления раннего железистого и урановых натрового и карбонатного метасоматических процессов, развившихся вслед за интенсивной гранитизацией нижнепротерозойских вулканогенно-осадочных толщ.

В дислоцированных верхнепротерозойских осадочных породах Африканской платформы локализовано урановое месторождение Шинколобве. Сложные по минеральному составу (уранинит, сульфиды и селеносульфиды никеля,

кобальта и меди) прожилково-вкрапленные руды этого месторождения образуют пластовые линзы и уплощенные штокверки, приуроченные к пластам окремненных доломитов и брекчированных кремнистых пород. Возраст уранового оруденения 570—650 млн. лет [37]. Месторождение Шинколобве и подобные ему более мелкие проявления урановых руд располагаются в пределах Центрально-Африканского медного пояса. Здесь они залегают в непосредственной близости от многометальных существенно медных месторождений типа медистых песчаников или в отдельных случаях совмещены в ними. Рудные тела последних представлены обширными пластовыми залежами, реже жилами и сложены сульфидами меди и других металлов.

Подводя итог рассмотрению металлогенических особенностей урановосных областей в древних платформах и их щитах, можно сделать следующие выводы:

1. Длительность и полицикличность формирования территорий урановосных провинций в докембрийских платформах и щитах, предопределившие неоднократную переработку их первичного субстрата эндогенными и экзогенными агентами, обусловили нахождение в этих участках континентальной земной коры наряду с урановыми месторождениями различных по возрасту, генезису и условиям формирования проявлений других полезных ископаемых.

2. По характеру металлогенической специализации выделяются два типа урановых провинций в докембрийских платформах и их шитах. Первый (канадский) тип характеризуется развитием разнообразных по составу и условиям формирования крупных и уникальных месторождений, в числе которых отмечаются гидротермальные золотые, осадочно-метаморфогенные урановосные конгломераты, стратиформные железные, ликвационные медно-никелевые, гидротермальные никель-кобальтовые и урановые, стратиформные медные. Второму (австралийскому) типу присущи свинцово-цинковые, медно-свинцово-цинковые, медные, редкоземельно-урановые, золото-урановые и урановые месторождения, имеющие в основном гидротермальное происхождение.

3. В раннепротерозойскую (1,9—2,0 и 1,6—1,8 млрд. лет) эпоху эндогенного рудообразования, проявившуюся вслед за мощным планетарным региональным метаморфизмом гранитизацией и внедрением гранитов, возник ряд железорудных, медных, свинцово-цинковых, колчеданно-полиметаллических медно-никелевых и других месторождений. Одновременно эта эпоха явилась главной урановорудной эпохой допалеозоя. Образовавшиеся в это время урановосные альбититы, приуроченные к крупным длительно развивавшимся разломам, обычно пространственно обособлены от других рудных проявлений. В месторождениях, обусловленных совмещенным развитием натровых и карбонатных метасоматитов, урановое оруденение накладывается на богатые железные руды. Высокотемпературные редкоземельно-титаново-урановые месторождения в скарнах или жилах находятся в единых тектонических блоках с пластообразными медными, медно-полиметаллическими и полиметаллическими месторождениями, возникшими в эту же эпоху, и нередко связаны с ними единством крупных рудоконтролирующих структур. Уникальные среднениэкотемпературные сульфидно-золото-урановые месторождения располагаются изолированно от промышленных скоплений других полезных ископаемых.

4. Урановое оруденение немногочисленных гидротермальных месторождений, возникших 1,4 млрд. лет назад, совмещено с никель-кобальт-висмутовой минерализацией и связано общностью структурного контроля с близким по возрасту серебряно-медным оруденением.

5. Никель-кобальт-медно-урановые месторождения, образовавшиеся в позднепротерозойскую (570—650 млн. лет) эпоху активизации, пространственно совмещены с многометальными существенно медными месторождениями типа медистых песчаников.

ПРОВИНЦИИ ФАНЕРОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

В складчатых областях, возникших на месте фанерозойских геосинклинальных систем, сосредоточено большое число месторождений многих полезных ископаемых, среди которых определенное значение имеют гидротермальные месторождения урана. Однако металлогеническая специализация различных подвижных зон фанерозойского времени неодинакова и в значительной мере зависит от направленности их геологического развития.

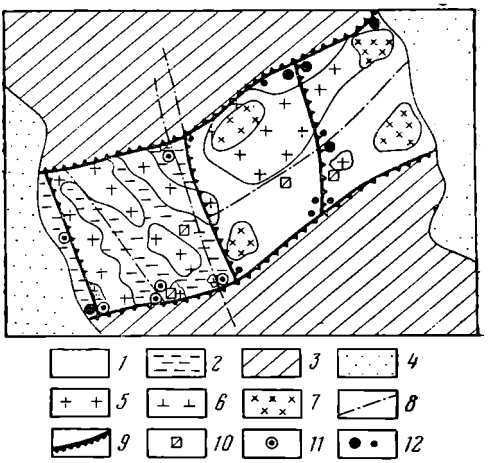
По условиям тектонического развития, характеру осадконакопления и специфическим условиям проявления магматизма выделяется три группы рассматриваемых областей, каждой из которых присущ определенный ряд гидротермальных месторождений [331, 179]. Подвижные зоны, заложенные на коре океанического типа и в основном завершившие развитие в геосинклинальную стадию, отличаются развитием мощных толщ осадочных и вулканогенных образований среднего — основного состава, базит-гипербазитовыми интрузивами, умеренно кислыми гранитами, производными базальтовой магмы, подчиненным распространением кислых и субщелочных гранитов. Их металлогенические особенности определяются эндогенными месторождениями железа, меди, хрома, платины, титана, никеля, золота, свинца, цинка, иногда вольфрама и молибдена. Промышленные урановые месторождения в этих условиях обычно не возникают. Складчатым областям, развившимся на месте геосинклиналей, которые были заложены на мощной континентальной коре и характеризовались преимущественным проявлением процессов орогенной стадии развития, присущи менее интенсивное прогибание, относительно маломощные терригенные и молассовые отложения, интенсивное развитие кислых, ультракислых, иногда щелочных вулкано-плутонических и плутонических магматических комплексов, формировавшихся на фоне блоковых движений складчатого фундамента. Базальтовый магматизм проявлен слабо. Эти условия оказались благоприятными для формирования месторождений олова, вольфрама, молибдена, сурьмы, свинца, цинка, флюорита, менее железа, меди, золота.

В подвижных поясах, возникших на резко изменчивой коре континентального типа и сочетающих в себе особенности геосинклинальных систем обеих упомянутых групп, проявлены как относительно мощные толщи вулканогенно-осадочных образований, базит-гипербазитовые интрузивы и умеренно кислые граниты — продукты дифференциации базальтовой магмы, так и кислые и субщелочные граниты различной глубинности и их субвулканические аналоги, сформировавшиеся в условиях блоковых перемещений складчатого фундамента и накопления молассовых отложений. В этих областях распространены эндогенные месторождения железа, меди, свинца, цинка, серебра, золота, урана, вольфрама, молибдена, висмута, флюорита.

Таким образом, урановосными являются те фанерозойские складчатые области, в которых отчетливо проявились геологические процессы орогенной стадии геосинклинального развития, выразившиеся в блоковых движениях складчатого фундамента, накоплении молассовых отложений в орогенных

Рис. 82. Тектоническая схема урановоносной каледонской складчатой области и ее рудоносность.

1—2 — интрагеосинклинальная зона: *1* — блок устойчивого поднятия, *2* — промежуточный блок; *3* — интрагеосинклинальные блоки; *4* — платформенные отложения; *5* — массивы габбро-диорит-гранитов; *6* — тела сиенит-габбро-диоритов; *7* — массивы биотитовых гранитов; *8* — разломы геосинклинальной стадии развития; *9* — разломы, омоложенные в орогенную стадию развития; *10—12* — эндогенные месторождения полезных ископаемых: *10* — скарново-магнетитовые, *11* — золоторудные, *12* — урановые



впадинах, формировании кислых, ультракислых и субщелочных гранитов и (или) их субвулканических аналогов.

По времени проявления наиболее важных тектоно-магматических и рудообразующих процессов среди урановосных фанерозойских складчатых областей следует различать регионы, в которых отмеченные явления развивались в каледонскую, варисцийскую и мезо-кайнозойскую эпохи.

В типичной **каледонской складчатой области** развиты собственно урановые, уран-молибденовые, скарново-магнетитовые и золоторудные месторождения, а также мелкие рудопроявления олова, вольфрама и тория. Характеризуемый регион имеет отчетливое блоковое строение (рис. 82). В интрагеосинклинальных блоках сформировались мощные толщи слабо метаморфизованных осадочных или вулканогенно-осадочных (с вулканитами среднего — основного состава) отложений геосинклинальной стадии. В интрагеоантиклинальной зоне выделяется блок, стабильно воздымавшийся в течение всего каледонского времени, сложенный глубоко метаморфизованными, частично гранитизированными кристаллическими породами фундамента, и блок менее устойчивого поднятия (промежуточный), на кристаллическом основании которого местами возникли относительно маломощные вулканогенно-осадочные геосинклинальные образования. Тектонические блоки ограничены длительно развивавшимися зонами глубинных разломов, вдоль которых в обособленных узких впадинах формировались красноцветные вулканогенно-терригенные образования орогенной стадии. Крупные интрузивы габбро-диорит-гранитов и биотитовых гранитов, завершающие геосинклинальную стадию, приурочены к интрагеоантиклинальной зоне, а фациальные аналоги первых — мелкие тела сиенито-габбро-диоритов локализуются в узлах пересечения глубинных разломов. Субвулканические тела гранит-порфиров, возникшие в орогенную стадию, контролируются омоложенными в это же время зонами глубинных разломов и пространственно сопряжены с орогенными впадинами.

Урановые и уран-молибденовые месторождения сформировались в конце орогенной стадии вслед за становлением упомянутых малых субвулканических интрузивов. Они контролируются теми же узлами пересечения омоложенных зон глубинных разломов, что и орогенные образования. Эти месторождения локально распространены на всей территории геоантиклинальных блоков, однако наибольшее их число тяготеет к краевым частям последних.

Скарново-магнетитовые месторождения также развиты в интрагеоантиклинальной зоне, но пространственно они обычно обособлены от урановых месторождений (см. рис. 82). Их рудные тела, представленные линзовидно-пластовыми залежами вкрапленного магнетита, залегают в скарнах и характеризуются пространственной и генетической связью с крупными интрузивами габбро-диорит-гранитного состава.

Прожилково-вкрапленные и жильные золоторудные месторождения, оруденение которых сопровождается березитами, распространены преимущественно в промежуточном блоке. Они обнаруживают тесную пространственную связь с узлами пересечения глубинных разломов, в которых локализуются сиенито-габбро-диоритовые штоки. Золотые месторождения образуют монометальные рудные поля или ассоциируют со скарново-магнетитовыми или урановыми месторождениями. Указанные совмещения обусловлены либо пространственным совпадением участков развития золотого оруденения с краевыми частями габбро-диорит-гранитных массивов, контролирующих развитие скарново-магнетитовых образований, либо омоложением в позднеорогенное время тектонических узлов, вмещающих золоторудные месторождения, и последующим проявлением в них урановорудного процесса.

Рудопроявления олова, вольфрама и тория, сопровождающиеся грейзенизацией вмещающих пород, пространственно и генетически связаны с поздними фазами массивов биотитовых гранитов. Они распространены в устойчиво воздымавшемся блоке и локализуются изолированно от проявлений уранового оруденения.

Среди урановосных областей, приуроченных к **варисцийским подвижным поясам**, известны регионы, которые по особенностям геологического строения и рудоносности относятся к обеим отмеченным группам урановосных складчатых областей.

К группе регионов с преимущественным проявлением процессов орогенной стадии развития принадлежит варисцийская складчатая область, в которой известны урановые, оловянные, вольфрам-оловянные, вольфрамовые, полиметаллические, сурьмяные, флюоритовые, менее железорудные месторождения. Все они образовались в процессе отдельных последовательно проявившихся стадий единого послемагматического этапа минералообразования, который развился вслед за становлением постскладчатых гипабиссальных многофазных кислых гранитов, сформировавшихся в орогенную стадию развития. Рассматриваемая область имеет блоковое строение. Ее интрагеосинклинальные блоки сложены метаморфизованными в зеленосланцевой фации преимущественно терригенными отложениями геосинклинальной стадии развития. На территории этих блоков образовались обособленные орогенные впадины, выполненные терригенными и терригенно-вулканогенными отложениями молассовой формации. Устойчиво воздымавшийся в течение палеозоя геоантиклинальный блок сложен допалеозойскими кристаллическими образованиями, частично перекрытыми в краевой части палеозойскими отложениями. Граниты орогенной стадии размещены в блоке устойчивого поднятия и слагают крупный батолитоподобный массив, кровля которого в период становления находилась в 1,5—2 км от дневной поверхности. Породы ранних фаз этого интрузива представлены биотитовыми гранитами, а поздних — лейкократовыми калиевыми гранитами, содержащими повышенные по сравнению с кларками количества урана, олова, фтора, лития, рубидия. Тектонические блоки ограничены и рассечены длительно развивавшимися разломами глубокого заложения, отдельные из которых по данным структурной геофизики дости-

тают верхней мантии. Основная масса эндогенного оруденения сосредоточена в геоантиклинальном блоке и одновременно контролируется зонами указанных разломов и узлами их пересечения.

Наиболее ранние мелкие железорудные и железорудно-цинковые месторождения образованы пластово-линзовидными телами вкрапленного магнетита или магнетита и сфалерита, наложенными на скарны. Вслед за ними и сформировались многочисленные касситеритовые, вольфрамит-касситеритовые и шеелитовые месторождения, оруденение которых сопровождается процессами грейзенизации. Они представлены штокверковыми и жильными рудными телами в породах кислого состава (граниты, силикатные роговики) и линзовидно-пластовыми залежами вкрапленных руд в скарнах. Оба типа месторождений пространственно и, по-видимому, генетически связаны с гипабиссальными гранитами орогенной стадии. Магнетит-сфалеритовое и вкрапленное касситеритовое и шеелитовое оруденение нередко совмещено в контурах единых пластовых залежей, в то же время жильные и штокверковые касситеритовые и вольфрамит-касситеритовые месторождения локализуются обособленно либо находятся совместно с отмеченными комплексными рудными проявлениями в пределах отдельных рудных полей.

Позже сформировались жильные серебряно-свинцово-цинковые, сурьмяные и флюоритовые месторождения, сопряженные с ореолами березитизации вмещающих пород. Они приурочены к системам сближенных минерализованных разрывов, развившихся в узлах пересечения длительно формировавшихся разломов глубокого заложения. Данные образования локализуются как около гранитных массивов, так и на удалении от них, располагаясь при этом не только в интрагеоантиклинальном блоке, но в отдельных случаях и в краевой части интрагеосинклинали.

Урановые месторождения, являющиеся наиболее поздними образованиями варисцийского этапа минерализации, представлены группами сближенных кварцевых, кварц-флюоритовых, кварц-карбонатных и карбонатных жил с настураном, заключенными в маломощные кварц-гидрослюдистые метасоматические оторочки. Образовались они в разрывах, возникших в узлах пересечения длительно развивавшихся разломов. При этом наибольшее количество урановорудных жил отмечается в тех тектонических узлах, которые образованы разломами, максимально глубоко проникавшими в земную кору. Урановые месторождения распространены по всей площади интрагеоантиклинального блока, но наиболее значительные из них отчетливо тяготеют к краевым частям последних. При этом отмечается устойчивая пространственная связь уранового оруденения с экзоконтактами куполов гипабиссальных гранитов орогенной стадии. В отдельных случаях урановые жилы залегают в самих гранитах. Однако связь гранитов и оруденения не является генетической, а обусловлена общностью путей движения магматических расплавов и ураноносных растворов, а также повышенной по сравнению с окружающими породами хрупкостью контактовых роговиков и их аномально высокой способностью к трещинообразованию.

В пределах урановых рудных полей и месторождений проявлены в той или иной степени все предшествующие урановой минерализации рудные образования и особенно те из них, которые сопровождаются грейзенизацией. Установлен ряд мелких урановых месторождений, где урановорудные жилы наложены на крупные магнетит-сфалерит-касситеритовые рудные залежи в скарнах. Известны случаи совместного нахождения в одном месторождении и рудном поле урановорудных, кварц-вольфрамит-касситеритовых, иногда кварц-поли-

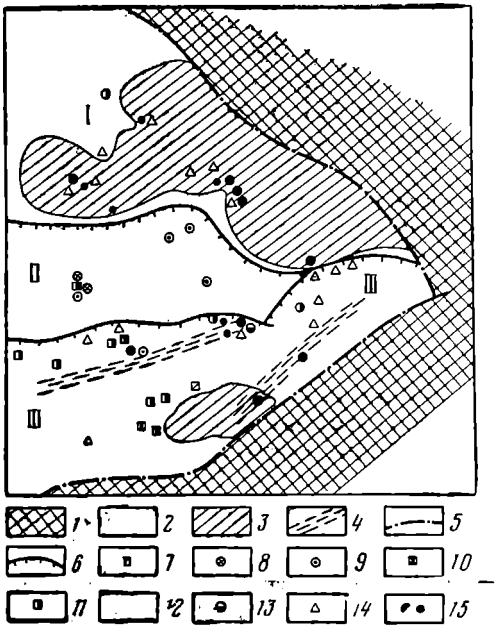


Рис. 83. Тектоническая схема урановосной варисцийской складчатой области и ее рудоносность.

1 — интрагеосинклинальные блоки; *2* — интрагеоантиклинальная зона; *3* — вулкано-тектонические орогенные депрессии; *4* — дайковые пояса орогенной стадии развития; *5* — межблоковые разломы; *6* — границы блоков внутри интрагеоантиклинальной зоны; *7—15* — эндогенные месторождения полезных ископаемых: *7* — скарново-магнетитовые, *8* — медно-молибденовые, *9* — золоторудные, *10* — скарново-молибден-вольфрамовые, *11* — скарново-полиметаллические, *12* — свинцово-цинковые и мышьяково-свинцово-цинковые, *13* — медно-висмутовые, *14* — флюоритовые, *15* — урановые.

Блоки внутри интрагеоантиклинальной зоны: I — северный, II — центральный, III — южный

металлических жил. В отдельных урановых месторождениях также развит висмут-кобальт - никелево-серебряная минерализация, возникшая в мезо-кайнозойскую эпоху. Однако наиболее значительные урановые, оловянные и свинцово-цинковые месторождения, выявленные в характеризуемом регионе, приурочены к обособленным тектоническим узлам, в которых все остальные рудные образования имеют подчиненное значение.

К регионам с интенсивно проявленными орогенными процессами относятся также Центральнофранцузская, Арморикапская и Корнуэлльская области Средиземноморского варисцийского складчатого пояса. Крупные массивы многофазных кислых, иногда специализированных на уран, гранитов орогенной стадии развития, известные в этих районах и возникшие вслед за ними оловянно-вольфрамовые, полиметаллические, урановые, иногда медные, золотые и флюоритовые месторождения, приурочены к жестким длительно возникавшимся блокам [130, 399, 167, 281, 298]. Перечисленные месторождения образовались в процессе последовательно проявившихся стадий единого послемагматического этапа минералообразования. Их рудные тела, представленные в основном жилами, реже телами прожилково-вкрапленных руд в зонах дробления, контролируются разрывами, сопряженными с региональными разломами. Урановые месторождения, представленные кварц-настурановыми жилами, локализуются в гранитах, реже в их экзоконтактах. В большинстве случаев они располагаются обособленно от перечисленных гидротермальных месторождений других металлов, но бывают связаны с некоторыми из них общностью контроля едиными системами крупных разрывных нарушений. Исключение представляют урановорудные жилы Корнуэлла, которые совмещены и рассекают более ранние вольфрамит-касситеритовые, касситерит-халькопиритовые и халькопиритовые жилы [399].

К числу урапоносных провинций, характеризующихся относительно равномерным проявлением процессов геосинклинальной и орогенной стадий варисцийского тектоно-магматического цикла, относится регион, в котором развит комплекс разнообразных гидротермальных месторождений, возникших в течение одного послемагматического этапа минерализации. Как и в рассмотренных областях, основная масса эндогенного оруденения приурочена здесь к интрагеоантиклинальной зоне, которая разделяется на три блока (рис. 83).

Северный блок представляет собой серию сопряженных грабен-синклинальных сооружений, заполненных в основном осадочно-вулканогенными образованиями орогенной стадии развития и рвущими их кислыми экструзивами. В центральном блоке резко преобладают осадочные и вулканогенно-осадочные породы геосинклинальной стадии развития, которые прорваны обширным массивом гранодиоритов, внедрившимся в конце этой стадии. Южный блок сложен осадочными и интрузивными геосинклинальными образованиями, а также орогенными отложениями, выполняющими отдельные впадины, и рвущими их экструзивами. В южном и северном блоках широко проявлены пояса молодых даек разного состава.

Металлогенические особенности северного блока определяются флюоритовыми и молибден-урановыми месторождениями, возникшими в поздние стадии гидротермального этапа. Они образуют рудные поля, которые располагаются в орогенных впадинах или их краевых частях. В пределах этих рудных полей в непосредственной близости друг от друга находятся флюоритовые жилы и прожилково-вкрапленные молибденит-настурановые руды в зонах дробления. Кроме того, в этом блоке известны мелкие свинцово-цинковые месторождения в скарнах и редкие кварц-барит-флюоритовые рудные жилы с сульфидами.

В центральном блоке преобладают медно-молибденовые прожилково-вкрапленные месторождения и рудопроявления, связанные со вторичными кварцитами. Более широко по сравнению с северным блоком здесь развиты свинцово-цинковые месторождения, представленные рудными жилами и прожилково-вкрапленной минерализацией. Известны также золоторудные и флюоритовые жильные месторождения. Рудная минерализация, образующая перечисленные месторождения (за исключением флюоритовых), сформировалась в средние стадии варисцийского гидротермального этапа. Наиболее поздняя урановорудная стадия развита в центральном блоке незначительно, что обусловило отсутствие здесь урановых месторождений.

В южном блоке распространены скарново-магнетитовые, скарновые молибден-вольфрамовые месторождения ранних стадий, жильные и штокверковые мышьяково-свинцово-цинковые, медно-висмутовые, серебряно-свинцово-цинковые месторождения средних стадий, а также жильные флюоритовые и урановые (карбонатно-настурановые) месторождения поздних стадий варисцийского гидротермального этапа. Урановые месторождения контролируются поясами молодых даек и орогенными впадинами. В северной части блока они совмещены в единых рудных полях с серебряно-свинцово-цинковым, мышьяково-свинцово-цинковым или медно-висмутовым оруденением. В юго-западной части блока урановые месторождения пространственно разобщены с эндогенным оруденением других элементов.

Различная металлогеническая специализация охарактеризованных блоков обусловлена стадийностью развития гидротермальной деятельности, изменением плана деформаций в течение варисцийского этапа минералообразования, различной величиной вертикального размаха разностадийного оруденения и неодинаковой величиной послерудного эрозионного среза рудоносных блоков. Преимущественное развитие в центральном блоке оруденения средних и частично ранних стадий и отсутствие флюоритовой и урановой минерализации связаны с незначительным проявлением на данной площади тектонических движений, предшествующих поздним стадиям минералообразования, а также с глубоким эрозионным срезом этого блока. В южном блоке, характеризующемся наиболее полным проявлением тектонических деформаций и меньшим по сравнению

с центральным блоком эрозионным срезом, развито оруденение всех стад варисцийского послемагматического гидротермального этапа.

Северный блок, наименее эродированный в послерудное время и характер зующийся отчетливым проявлением тектонических движений, непосредствен предшествовавших поздним стадиям гидротермального этапа, вмещает низк температурные флюоритовые и урановые месторождения, формировавшие в близповерхностных условиях.

Отличительными особенностями подвижных зон, в которых образовали гидротермальные урановые месторождения **альпийского возраста**, являют их сложность и длительность формирования. Эти зоны возникли на раздр бленном консолидированном фундаменте, который испытал геосинклинальное развитие в герцинскую, каледонскую или рифейскую эпохи. В пределах эт регионов отчетливо проявились процессы как геосинклинальной, так и ор генной стадий альпийского тектоно-магматического цикла. Формирован геосинклинальных образований — флишоидных и вулканогенно-осадочных от ложений, а также интрузивов основного — среднего, реже кислого состав происходило в прогибах, которые обрамляли альпийские срединные массив или блоки-отторженцы соседних эпибайкальских платформ. Прогибы характе ризовались гетерогенным строением и представляли собой сочетание припод нятых и опущенных продольных блоков. Геологические процессы орогенно стадии проявились главным образом в пределах упомянутых срединных мас сивов и отторженцев платформ, а также частично в краевых частях прогибов Отмеченная особенность пространственного развития этих процессов позволяет одновременно рассматривать их как тектоно-магматическую активизаци консолидированных блоков. Последняя проявилась прерывисто и разделяется на три разобщенные в пространстве подстадии. В течение ранней подста дии (поздний мел — ранний палеоген) возникли сопряженные с глубинны разломами грабенообразные впадины, заполнившиеся карбонатно-терриген ными осадками и вулканогенными образованиями андезитовой формации Эти породы иногда прорваны интрузивами габбро, габбро-диоритов, габбро диорит-гранодиоритов. В среднюю подстадию (эоцен—миоцен) сформировались вулканогенные депрессии и отдельные вулканические постройки, сложенны породами андезит-фельзитового (липаритового или трахилипаритового), андезит-базальтового и дацит-риолитового рядов, переслаивающимися с отдель ными пластами осадочных пород. Они прорваны интрузивными (гранодиориты габбро-монцонит-граниты) и экструзивными (риодациты) образованиями. Раз мещение этих сооружений контролируется зонами глубинных разломов. Дл поздней подстадии (плиоцен — четвертичный период) характерно резкое воз дымание консолидированных блоков и одновременное образование в их крае вых частях наложенных депрессий, выполненных терригенными, иногда угле носными отложениями, в отдельных случаях чередующимися с вулканитам основного — среднего состава.

В урановосных альпийских областях известны эндогенные месторождени меди, молибдена, свинца и цинка, урана, менее сурьмы и ртути, мышьяка, железа, золота. Характерно, что перечисленные проявления эндогенного оруденения сформировались в течение нескольких разобщенных этапов мине ралообразования, проявившихся на завершении геосинклинальной стадии, а также в конце ранне-, средне- и позднеорогенной подстадий развития. Так, геосинклинальная стадия завершилась образованием скарново-железорудны и полиметаллических месторождений. Окончание раннеорогенной подстади ознаменовалось формированием медных и медно-молибденовых месторождений

В среднеорогенную подстадию возникли урановые, часть полиметаллических, сурьмяные, ртутные, мышьяковые и золотые месторождения. С позднеорогенной подстадией связаны флюоритовые месторождения. Кроме того, в жестких блоках отдельных ураноносных альпийских областей известны эндогенные урановые, железорудные и полиметаллические месторождения герцинского возраста.

Геологическое строение одного из подобных регионов определяется наличием срединного массива, образованного протерозойско-нижнекембрийскими кристаллическими образованиями. Этот массив окружен гетерогенными альпийскими прогибами, представляющими собой чередование погруженных и приподнятых блоков. Первые сложены дислоцированными вулканогенно-осадочными отложениями геосинклинальной стадии и рвущими их телами габброидов. В приподнятых блоках наряду с кайнозойскими геосинклинальными отложениями обнажены смятые в складки палеозойские образования и прорывающие их массивы габбро-диорит-гранодиоритов герцинского возраста. Раннеорогенные образования — карбонатно-терригенные осадки и вулканиты андезитового состава, а также рвущие их малые интрузивы габбро и габбродиоритов — слагают грабен-синклинальную впадину, локализованную вдоль глубинных разломов, которые отделяют прогиб от срединного массива. В среднеорогенную стадию шло формирование вулканитов андезито-базальтового и дацит-риолитового состава, кислых игнимбритов и углисто-терригенных осадков. Совместно с рвущими экструзивами риодацитов они образуют вулканотектонические депрессии, расположенные непосредственно на кристаллическом основании в центральной части срединного массива. Углисто-терригенные отложения, накопившиеся в конце орогенного периода, слагают впадины, развившиеся в краевой части срединного массива.

Эндогенные рудные месторождения характеризуемого региона сформировались в течение нескольких обособленных во времени этапов минералообразования. В конце варисцийской эпохи образовались жильные урановые (настуран-сульфидные) месторождения, пластообразные скарново-магнетитовые, жильные железо-марганцевые и кварц-кальцит-полиметаллические месторождения, а также золотоносные кварц-сульфидные рудопроявления. Все они залегают среди палеозойских пород, обнаженных в пределах приподнятого блока кайнозойского прогиба. В вулканогенных породах альпийской геосинклинали сформировались медноколчеданные месторождения, сосредоточенные в восточной части одного из погруженных блоков. В конце раннеорогенной подстадии возникли скарново-магнетит-халькопиритовые, меднопорфировые, кварц-карбонат-халькопиритовые и халькопирит-галенит-сфалеритовые месторождения. Они залегают в эффузивах андезитовой формации, реже в диоритах или гранодиоритах.

Наиболее сложными соотношениями с изверженными породами характеризуется эндогенное оруденение среднеорогенной подстадии. К андезито-базальтовым порфиритам, рассеченным разломами северо-восточного простирания, приурочена свинцово-цинково-медная минерализация, развитая в виде штокверков. К узлам пересечения разрывов северо-восточного и широтного простирания, локализованным в полях игнимбритов кислого состава, приурочены крупные жильные свинцово-цинковые месторождения. В вулканических сооружениях, включающих покровы риолитов, в связи с узлами пересечения разломов северо-западного и широтного направлений локализуются прожилково-вкрапленные урановые (настуран-марказит-кальцитовые) месторождения. Они обычно пространственно оторваны от других рудных месторождений

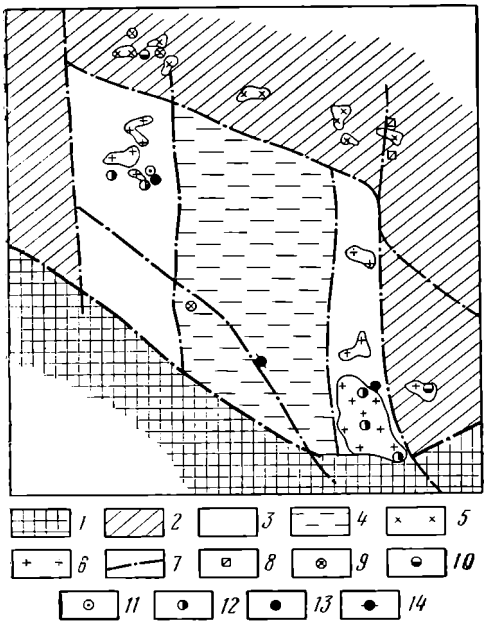


Рис. 84. Тектоническая схема урановосной альпийской складчатой области и ее рудоносность.

1 — эпирифейская платформа; *2* — геосинклинальный блок, выполненный образованиями собственно геосинклинальной стадии; *3—4* — мегаблок-отторженец платформы, переработанный в орогенную стадию развития: *3* — блоки поднятий, прорванные интрузивами орогенной стадии, *4* — опущенный блок, выполненный вулканогенно-осадочными отложениями орогенной стадии; *5* — габбро-диорит-гранодиориты; *6* — габбро-монцонит-граниты; *7* — разломы; *8—14* — эндогенные месторождения полезных ископаемых: *8* — скарново-магнетитовые, *9* — полиметаллические, *10* — медные, *11* — золоторудные, *12* — медно-молибденовые, *13—14* — урановые (*13* — штокверково-жильные, *14* — пластообразные)

и лишь в единичных случаях совмещены в пределах единых рудных полей с жильными свинцово-цинковыми месторождениями. Подобные соотношения отмечаются на тех площадях, где контактируют вулканические постройки, сложенные риолитами и кислыми игнимбритами. Вслед за становлением интрузивных тел риодацитов образовались жильные урановые (коффинит-цеолит-апатитовые) месторождения. Они залегают в породах кристаллического основания и размещаются как вблизи отмеченных вулканитов, так и на удалении от них.

В позднеорогенную подстадию сформировались жильные флюоритовые месторождения, приуроченные к разрывам, секущим породы фундамента. В углисто-терригенных депрессиях неогенового возраста получили развитие пластообразные гидрогенные урановые месторождения.

Своеобразие другой альпийской урановосной области определяется ее нахождением между двумя платформами. Область четко разделяется на две структурно-формационных зоны (рис. 84). Одна из них развивалась в раннеальпийское (юра — ранний мел) время как типично геосинклинальный прогиб, в котором накапливалась мощная толща осадочно-вулканогенных отложений. Эти породы прорваны интрузивными массивами ультраосновного, основного и среднего состава, завершившими геосинклинальную стадию развития. Характерно размещение ультраосновных пород вдоль глубинного разлома, разделяющего структурно-формационные зоны.

Вторая структурно-формационная зона представляла собой жесткий консолидированный мегаблок — фрагмент близрасположенной эпибайкальской платформы, на котором формировались образования орогенной стадии развития. Разломами субмеридионального направления эта территория расчленена на три блока, в каждом из которых отмечается специфическое проявление орогенных процессов. В раннеорогенную подстадию в центральном блоке, характеризующемся наиболее глубоким залеганием фундамента, шло накопление терригенно-карбонатных осадков и излияние андезитовых лав. В краевых блоках с неглубоким залеганием кристаллического основания наряду с отмеченными образованиями возникли трещинные интрузивы габбро и габбро-диоритов. В среднеорогенную подстадию в центральном блоке отлагались грубообломочные пестроцветные осадки, в то время как в краевых

блоках формировались небольшие интрузивы габбро-монцонит-гранитов, которые обнаруживают связь с зонами крупных разломов. Здесь же развиты вулкано-тектонические депрессии и отдельные вулкано-купольные постройки, сложенные андезит-дацит-трахилипаритовыми породами. К краевым блокам приурочены также вулканические аппараты и покровы андезито-базальтовых лав позднеорогенной подстадии.

На завершении геосинклинальной стадии развития возникли пластовые скарново-магнетитовые, жильные и штокверковые свинцово-цинковые и медные месторождения. Все они располагаются на площади раннеальпийского прогиба и контролируются разрывными нарушениями. В ряде случаев медные и свинцово-цинковые рудные жилы пространственно совмещены в единых разрывных нарушениях.

Более поздние проявления эндогенного оруденения находятся в пределах консолидированного мегаблока, активизированного в позднеальпийскую орогенную стадию. В краевых блоках располагаются жильно-штокверковые урановые (настуран-пирит-халькопиритовые) и штокверковые медно-молибденовые месторождения, а также золото-сульфидные, полиметаллические, ртутные и сурьмяные рудопроявления. Урановые месторождения сформировались в зонах экзоконтактов габбро-монцонит-гранитов и связаны с медно-молибденовыми месторождениями едиными рудоконтролирующими разломами. В центральном блоке среди вулканогенно-осадочных пород, рассеченных разломом северо-западного простирания, залегают линзовидно-пластовые тела настуран-пирит-халцедоновых руд, в непосредственной близости от которых размещаются киноварные и реальгар-аурипигментовые рудопроявления.

Суммируя изложенный материал по металлогении урагоносных областей в фанерозойских складчатых зонах, можно сделать следующие выводы.

1. Урагоносные фанерозойские складчатые области характеризуются двумя основными типами металлогенической специализации, обусловленными различной направленностью геологического развития геосинклинальных систем, на месте которых они сформировались.

2. В варисцийских подвижных зонах с интенсивно проявленными процессами орогенной стадии и слабым развитием собственно геосинклинальных образований преобладают вольфрам-оловянные, урановые, серебряно-свинцово-цинковые и флюоритовые месторождения. Подчиненное значение имеют сурьмяные, железорудные, золотые и медные месторождения. Все эндогенное оруденение сформировалось в течение единого этапа минералообразования и приурочено к ранее консолидированным устойчиво воздымавшимся блокам, вмещающим крупные интрузивы позднеорогенных гипабиссальных кислых гранитов. Урановое оруденение залегает в экзо- и эндоконтактах интрузивов и контролируется сложными тектоническими узлами пересечения глубинных и региональных разломов. Наиболее значительные урановые месторождения локализуются обособленно от проявлений других элементов, но в ряде случаев связаны с ними общностью рудоконтролирующих разломов. Вместе с тем имеется ряд месторождений, урановорудные жилы которых совмещены с медно-оловянным, железо-оловянным и цинково-вольфрам-оловянным оруденением.

3. Урагоносные складчатые области с одинаковой интенсивностью проявления процессов геосинклинальной и орогенной стадий развития соответствуют геосинклиналям каледонского, варисцийского и альпийского времени. Они характеризуются разнообразным спектром гидротермальных месторождений, которые формировались в широком диапазоне температур и глубинности.

В каледонской области известны урановые, молибден-урановые, золотые

и скарново-магнетитовые месторождения, сосредоточенные в интрагеоантикл нальной зоне. Урановые и уран-молибденовые месторождения, сформировани на завершении орогенной стадии, располагаются обособленно от проявлен других рудных ископаемых или совмещены в наиболее длительно развив шихся тектонических узлах с золотыми месторождениями, возникшими в кон геосинклинальной стадии.

Для складчатых областей варисцийского возраста характерны полимет лические, медно-молибденовые, медно-висмутовые, скарново-молибден-во фрамовые, скарново-железорудные, золотые, флюоритовые, урановые (мол денит-настурановые и настурановые) месторождения, которые сформировал в течение единого этапа минералообразования, проявившегося в конце о генной стадии. Все они размещаются в устойчиво воздымавшихся блок Молибденит-настурановые и флюоритовые месторождения размещены в е ных рудных полях. Настурановые месторождения располагаются либо и лированно, либо совмещены с серебряно-свинцово-цинковыми, мышьяко свинцово-цинковыми или медно-висмутовыми месторождениями.

Альпийским складчатым областям присущи свинцово-цинковые, медн медно-молибденовые, урановые (настуран-сульфидные и настуран-пиритов месторождения. Меньшее значение имеют скарново-магнетитовые, флюо товые, золотые, сурьмяные и ртутные месторождения. Отдельные свинцо цинковые и медные месторождения образовались в конце геосинклинальн этапа — они сосредоточены в опущенных блоках. Остальное оруденение в никло в течение разобщенных во времени и пространстве стадий орогенн периода развития, проявившихся в пределах ранее консолидированных б ков. Урановые месторождения локализуются самостоятельно либо сближе с полиметаллическими или медно-молибденовыми месторождениями. С посл ними они связаны общностью рудоконтролирующих разломов. В отдель регионах известны также урановые, железорудные и полиметаллические ме рождения герцинского возраста.

ПРОВИНЦИИ ОБЛАСТЕЙ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Процессы мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации, п ведшие в возникновению особых структурных элементов земной коры, зав шились формированием специфического комплекса полезных ископаем значительное место в котором занимают урановые месторождения. Вме с тем проявление этих процессов в различных геологических обстанов (среди глубокометаморфизованных комплексов древних щитов, слабометам физованных пород допалеозойских платформ и в консолидированных пал зойских геосинклинально-складчатых областях) обусловило определен отличия мезо-кайнозойских тектонических деформаций, осадконакоплен магматизма, а следовательно, и эндогенного оруденения, характерных областей активизации, возникших в каждом из отмеченных типов ранее ста лизированных участков земной коры.

Для активизированных областей в пределах допалеозойских щитов рактерны сводово-глыбовые поднятия и грабенообразные депрессии, вып ненные среднепалеозойскими углисто-терригенными отложениями. Эти соо жения сформировались в связи с энергичными движениями вдоль древн но омоложенных разломов, которые испытали также магматическую акти зацию. Последняя проявилась в виде интрузивных и экструзивных тел щел ного ряда, контролируемых названными разломами, и вулканогенных об

зований, развитых подчиненно. Урановое оруденение структурно и, по-видимому, парагенетически связано с щелочным гипабиссальным комплексом. Оно представлено торий-урановыми месторождениями, локализованными, в интрузивах и экструзивах, и титан-урановыми, приуроченными к омоложенным разломам. Наряду с урановым оруденением в областях активизации щитов распространены золотые, в меньшей мере молибденовые и флюоритовые месторождения, ассоциирующие с теми же вулкано-плутоническими образованиями. Кроме того, в рассматриваемых районах встречаются месторождения полезных ископаемых, возникшие в процессе формирования кристаллических пород щитов и их платформенных чехлов. К ним относятся контактово-метасоматические месторождения флогопита и магнетита, образовавшиеся в связи с процессами ультраметаморфизма, метаморфогенные месторождения железа, мусковитовые и редкометальные пегматиты, а также месторождения платины и редких металлов, пространственно связанные с массивами ультраосновных щелочных пород.

Урановое оруденение локализуется обычно обособленно от проявлений других полезных ископаемых. Вместе с тем в одном из активизированных щитов мезозойские месторождения с браннеритовым и смолково-карбонатным прожилковым оруденением, залегающие в омоложенных зонах разломов среди ультраметаморфических пород сводовых поднятий, располагаются в непосредственной близости от пластообразных флогопитовых месторождений нижнепротерозойского возраста, связанных с магнезиальными скарнами. В этом же районе установлено, что уранопосные разломы и параллельные им крупные длительно развивавшиеся дизъюнктивы проявлены не только в кристаллическом основании, но и в опущенных блоках, сложенных карбонатно-сланцевыми породами платформенного рифейско-нижнепалеозойского чехла и частично терригенными мезозойскими отложениями. В этих образованиях упомянутые разрывные нарушения контролируют дайкообразные и штокообразные тела сиенит-порфиров и ассоциирующие с ними поля средне-низкотемпературных золотых месторождений, представленных пологими лентообразными телами, линзами и крутопадающими жилами.

В пределах эпипротерозойских платформ, характеризующихся слабым региональным метаморфизмом пород фундамента (песчано-сланцевые толщи) и образований осадочного чехла (карбонатно-терригенные, иногда углистые отложения), процессы мезо-кайнозойской активизации получили несколько иное выражение. Следствием тектонических деформаций здесь явились протяженные тектонические зоны, образованные сериями сближенных складок, осложненных согласными дизъюнктивами, региональные разломы, поперечные к простиранию основных складчатых сооружений и эррозионно-тектонические впадины, которые были заполнены мезозойскими и третичными угленосными и красноцветными отложениями. Магматическая деятельность в пределах активизированных платформ проявилась в виде гипабиссальных интрузивов гранитоидов, размещенных цепочками вдоль тектонических зон и разломов, а также узлах их пересечения.

Гидротермальное урановое оруденение представлено тремя типами месторождений: жильными и штокверковыми зонами смолково-кварц-флюоритовых руд среди интрузивов гранитоидов; прожилково-вкрапленными настуран молибденитовыми рудами в крутопадающих зонах дробления и окварцевания, которые осложняют крылья сопряженных сжатых складок, прорванных гранитоидными интрузивами; полого залегающими линзовидными и столбообразными ртутно-настурановыми залежами, приуроченными к узлам

пересечения линейных поясов складок и крупных поперечных разлом
Помимо урановых месторождений в рассматриваемых областях расп
странены скарновые и гидротермальные вольфрамовые, оловянные, св
цово-цинковые, железорудные, мышьяковые, флюоритовые месторожден
пространственно связанные с гипабиссальными мезозойскими гранитоидны
интрузивами, а также ртутные, сурьмяные и золото-сурьмяные месторожден
находящиеся вне видимой связи с интрузивной деятельностью.

Урановое оруденение формировалось позже перечисленных эндогенн
проявлений и довольно широко распространено по площади. В региональ
плане контур его развития, будучи значительно шире районов распространен
любого другого элемента, накладывается на площади проявления вольф
мовых, оловянных, полиметаллических, ртутных, флюоритовых и дру
месторождений. В небольших количествах урановая минерализация ус
новлена во многих из перечисленных месторождений. Наложение ура
рудных жил на скарно-полиметаллическое оруденение отчетливо наблюдае
на одном из месторождений. Известковые скарны с вкрапленной сульфид
(арсенопирит, халькопирит, сфалерит, блеклые руды) и касситеритовой ми
рализацией образуют серию параллельных рудных тел меридиональн
простирания, состоящих из комбинации жил и трубообразных залежей.
приурочены к послойным разрывам в толще доломитовых мраморов и ле
лизуются в экзоконтакте мезозойских гранитных интрузивов. Ура
оруденение представлено кальцит-настурановыми прожилками, залегающ
в разрывах меридионального простирания, которые рассекают скарново-п
металлические рудные тела. Однако промышленные урановые месторожде
обычно обособлены от проявлений другого эндогенного оруденения,
в ряде случаев отмечается их пространственная близость и взаимосвязь
средством общих рудоконтролирующих элементов. Так, в непосредствен
близости друг от друга находятся некоторые вольфрамовые и настуран-кв
флюоритовые месторождения. В единых линейных поясах складок среди по
платформенного чехла залегают ртутные и ртутно-урановые мест
ждения.

Наиболее общей особенностью областей тектоно-магматической акт
зации в пределах консолидированных геосинклинально-складчатых обла
является высокая интенсивность мезозойских тектонических деформа
обусловившая возникновение в складчатом основании и рвущих их интр
вах серии крупных тектонических зон и омоложение ряда ранее заложен
разломов. В результате контрастных движений вдоль этих разломов об
бились сводово-глыбовые поднятия и опущенные блоки, а в узлах их пер
чений возникли вулкано-тектонические депрессии, расположенные либо по
риферии поднятий, либо в них самих. Характерной особенностью дан
построек является их обычное трехчленное строение и преобладание в осн
нии угленосно-терригенных отложений, в средней части разреза — перес
вающихся осадочных пород и вулканитов сначала основного, затем сред
и наконец кислого состава и в верхней части — красноцветных террига
осадков. Вулкано-тектонические депрессии прорваны интрузивными и экс
зивными штокообразными, линейными и кольцевыми телами кислого и
щелочного состава. В ряде случаев последние распространены за предел
депрессий, где контролируются зонами мезозойских разломов.

Урановое оруденение приурочено главным образом к вулкано-тектон
ским депрессиям и представлено комбинацией линейных штокверков, пла
образных залежей и крутопадающих жильных зон, сложенных насту

молибденитовыми рудами. Иногда урановосные жильные зоны выходят за пределы депрессий и распространяются в породы основания.

Наряду с урановыми месторождениями в областях активизации геосинклинально-складчатых зон распространены жильные и прожилково-вкрапленные свинцово-цинковые и жильные флюоритовые месторождения мезозойского возраста. Известны также скарново-магнетитовые и жильные кварц-гематитовые месторождения, сформированные на завершении развития предшествующей геосинклинальной системы.

Урановые и свинцово-цинковые месторождения обычно разобщены в пространстве. Если первые приурочены к вулкано-тектоническим постройкам, находящимся в пределах сводово-глыбовых поднятий и залегающим главным образом на гранитоидах геосинклинального этапа развития, то вторые распространены в опущенных блоках и локализуются либо в образованиях геосинклинальной стадии, либо в вулкано-тектонических депрессиях, сформированных на осадочных породах этой стадии.

Флюоритовая минерализация сформировалась позже уранового оруденения. Месторождения этих элементов пространственно разобщены или совмещены в пределах единых вулкано-тектонических построек, объединяясь общностью контролирующих разрывных нарушений. Установлено, что флюоритовая минерализация формировалась на несколько меньшей глубине по сравнению с урановой и имеет меньший вертикальный размах.

Подводя итог рассмотрению металлогенических особенностей урановосных областей, возникших в процессе мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации, можно сделать следующие выводы.

1. Характер тектонических деформаций, специфика процессов осадконакопления, магматизма и рудообразования в областях мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации в значительной мере зависят от направленности геотектонического развития, состава и строения основания, на котором формировались данные области.

2. Для урановосных областей в активизированном жестком ультраметаморфическом основании щитов характерны торий-урановые, титан-урановые, золотые, менее свойственны молибденовые и флюоритовые, а также более древние железорудные, флогопитовые, редкометальные и платиновые месторождения. Урановые месторождения, локализованные в зонах омоложенных разломов, располагаются либо обособленно, либо сближены с древними флогопитовыми месторождениями. На продолжении урановосных разломов в соседних опущенных блоках размещаются золоторудные поля.

3. В урановосных областях, связанных с эпохой активизации слабометаморфизованных толщ эпипротерозойских платформ, известны разнообразные скарновые и гидротермальные вольфрамовые, оловянные, железорудные, полиметаллические, мышьяковые, флюоритовые, ртутные, сурьмяные и золото-сурьмяные месторождения. Гидротермальное урановое оруденение (настуран-кварц-флюоритовое, настуран-молибденитовое и ртутно-настурановое) сформировалось позже перечисленных месторождений и распространено на более широкой площади, чем проявления других элементов. Промышленные урановые месторождения локализуются обособленно, но в ряде случаев сближены с некоторыми вольфрамовыми и ртутными месторождениями.

4. Урановосные области активизированных ранее консолидированных складчатых областей характеризуются развитием свинцово-цинковых, настуран-молибденитовых, флюоритовых, а также более древних скарново-магнетитовых и кварц-гематитовых месторождений. Урановые месторождения,

приуроченные к вулкано-тектоническим депрессиям, которые локализованы интрузивных массивах древних гранитов, обособлены от свинцово-цинко месторождений, формировавшихся в других условиях, и иногда совмещ с более поздними жилами, несущими флюоритовую минерализацию.

ГЛАВА 5

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ПРОЦЕССЫ ОКОЛОРУДНОГО ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

ТИПЫ ОКОЛОРУДНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ

Околорудные породы, развитые на гидротермальных урановых мест ждениях, характеризуются значительным разнообразием. В связи с э возникает необходимость в разработке их систематики. В основу предлага систематики положены следующие принципы.

Особенности, свойственные околорудным метасоматитам, подразделя на формационные и фациальные. Формационные особенности выдержива в пределах крупных рудоносных провинций и определяются наиболее общ свойствами гидротермальных растворов. Они отражаются на составе мет матитов в отношении породообразующих минералов и химических элемен закономерностях строения метасоматических тел, геохимической и мета генической специализации. Выдержанность формационных особенно подчеркивает их связь с глубинными факторами, определявшими специф рудоносной провинции в целом.

На основании совокупности формационных признаков выделены м соматические формации. Каждая метасоматическая формация представл собой совокупность метасоматических пород, образованных под воздейств растворов определенного типа.

Фациальные особенности метасоматитов связаны с локальными фактор из которых основное значение имеет состав вмещающих пород.

В пределах каждой формации выделяется ряд фаций. Фация явля совокупностью метасоматических пород, образующих определенную метас тическую колонку. Каждая фация описывается конкретной метасоматичес колонкой, формация — совокупностью входящих в нее фаций.

Наиболее информативными в отношении свойств гидротермальных творов являются парагенезисы внутренних зон метасоматических тел, кото характеризуют достигнутое равновесие между породой и раствором. Поэт одним из важнейших критериев разделения метасоматитов на типы явля парагенезисы внутренних зон.

На основе перечисленных принципов среди околорудных метасомат урановых месторождений можно выделить пять формаций: гидротермаль аргиллизитов, березитов, низкотемпературных натровых метасоматитов (э тов), низкотемпературных калиевых метасоматитов (гумбеитов), среднете ратурных натровых метасоматитов.

Отрывочные данные о других типах метасоматитов пока не дают оснований для их выделения в качестве самостоятельных формаций. Несомненно, что основная масса околорудных метасоматитов промышленных гидротермальных месторождений урана относится к пяти выделенным типам. В общей классификации урановосные метасоматиты занимают определенное место [226]. Четыре первых формации составляют группу низкотемпературных метасоматических формаций. Для метасоматитов этой группы характерно формирование в позднеорогенные стадии развития складчатых областей или в связи с процессами их тектоно-магматической активизации после полного завершения магматизма, отсутствие связи с конкретными магматическими телами, четкий структурный контроль разрывными нарушениями.

Формация среднетемпературных натровых метасоматитов является членом группы метасоматических формаций зон региональных разломов в докембрийском фундаменте. Образование метасоматитов этой группы происходит в процессе тектоно-магматической активизации древних платформ. Далее рассмотрены как общие, так и специфические формационные черты урановосных метасоматитов.

ФОРМАЦИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ АРГИЛЛИЗИТОВ

Гидротермальная аргиллизация является наиболее широко распространенным типом околорудного изменения на урановых месторождениях. Она изучена на ряде отечественных месторождений, характерна для всех месторождений США, установлена на месторождениях Франции, Португалии и других стран. Ни одна формация околорудных метасоматитов не характеризуется таким широким многообразием геологических обстановок, как это свойственно аргиллизитам.

Представляется целесообразным все месторождения, сопровождающиеся аргиллизацией, разбить на четыре группы:

1) с жильной минерализацией по крутопадающим разрывным нарушениям,

2) приуроченные к вулканогенным и вулканогенно-осадочным породам, претерпевшим фумарольно-сольфатарную аргиллизацию,

3) пластообразные (стратиформные) в неметаморфизованных песчаниках,

4) в черных сланцах.

Подобная группировка удобна с чисто методических позиций, так как каждая из выделенных групп характеризуется многими специфическими особенностями, не свойственными другим месторождениям.

Главнейшие особенности околорудной аргиллизации вблизи жил, приуроченных к крутопадающим разрывным нарушениям. Жильные месторождения, залегающие в малопроницаемых кристаллических породах, относятся к тем объектам, гидротермальный генезис которых является общепризнанным. Многие из них контролируются четкими крутопадающими трещинами в малопроницаемых интрузивных породах, кристаллических сланцах, роговиках, гранито-гнейсах.

Анализ данных по отечественным и зарубежным месторождениям показывает, что сопровождающиеся аргиллизацией рудные жилы встречаются в породах различного состава и возраста. Однако возраст самих аргиллизованных пород и руд в большинстве случаев мезо-кайнозойский. Гидротермальная аргиллизация всегда проявляется после завершения магматической деятельности.

В составе гидротермальных аргиллизитов принимают участие глинистые минералы, кварц, карбонаты, хлориты, окислы, гидроокислы и сульфиды

железа. Из глинистых минералов наиболее обычны каолинит, гидрослюда монтмориллонит, смешаннослойные минералы типа гидрослюда-монтмориллонит, хлорит-монтмориллонит, реже нонтронит, галлуазит, диккит.

Околорудные аргиллизиты урановых месторождений сильно различают по фациальным особенностям. Принципиальных отличий от аргиллизитов свойственных месторождениям других металлов, не устанавливается. Некоторые месторождения, сопровождающиеся аргиллизацией, являются комплексными, причем количественные соотношения между урановой и другими типами минерализации (Ag, Cu, Pb, Au и др.) могут существенно изменяться.

Выявление общих закономерностей строения метасоматических ореолов с целью построения метасоматических колонок вызывает существенные трудности. Это обусловлено прежде всего тем, что аргиллизиты представляют собой системы с резко выраженными признаками недостигнутого равновесия. В одном шлифе нередко можно обнаружить не только несколько вторичных минералов, относящихся к различным стадиям минерализации, но и реликты первичных продуктов, по которым они развиваются. Причинами этого являются влияние кинетического фактора, обусловленного относительно низкой температурой процесса, и смена физико-химических свойств растворов во времени. Эти причины не способствуют формированию четкой метасоматической зональности.

В процессе метасоматического изменения пород во всех случаях можно выделять по крайней мере три сменяющих друг друга стадии: повышенной кислотности, близнейтральную, повышенной щелочности. Основные по масштабам метасоматические преобразования происходят в наиболее ранней (предрудную) стадию. С ней связано формирование синхронной метасоматической зональности с тенденцией к образованию кварц-каолинитовых пород. Для того чтобы охарактеризовать закономерности формирования околорудных аргиллизитов в пространстве и времени, необходимо, абстрагируясь от реликтовых и наложенных минеральных ассоциаций, выявить типы синхронных метасоматических колонок. Каждая такая колонка представляет собой идеализированную схему зональности, характеризующую направленность (тенденцию) метасоматических преобразований в кислотную стадию на различном удалении от раствороподводящего канала. Накладывая на соответствующие типы колонок последующие минеральные ассоциации, можно получить представление о многообразии наблюдаемых в природе околорудных аргиллизитов.

Имеющиеся данные по различным урановосным провинциям позволяют говорить о наличии по крайней мере трех типов метасоматических колонок.

Каолинит-монтмориллонитовый тип

По гранитам	По диоритам
0. Кв [1], Кпш, Олг, Би	0. Анд, Ро
1. Кв, Кпш, Аб, Гс, Хл	1. Аб, Гс, Кб, Хл

[1] Здесь и далее приняты следующие сокращения названий минералов: Аб — альбит, Ав — авгит, Амф — амфибол, Анд — андезин, Анк — анкерит, Би — биотит, Гем — гематит, Гс — гидрослюда, Дол — доломит, Ка — кальцит, Кб — карбонат, Кв — кварц, Кв* — кварц перекристаллизованный, Кл — каолинит, Кпш — калиевый полевой шпат, Лаб — лабрадор, Лк — лейкоксен, Мк — микроклин, Мон — монтмориллонит, Мт — магнетит, Му — мусковит, Олг — олигоклаз, Орт — ортоклаз, Пи — пироксен, Пл — плагиоклаз, Пт — пирит, Риб — рибекит, Ро — роговая обманка, Сер — серицит, Тмт — титаномагнетит, Ув — углистое вещество, Фл — флогопит, Хл — хлорит, Эг — эгирин, Эп — эпидот.

2. Кв, Кпш, Мон, Гс, Хл	2. Кв, Гс, Мон, Аб
3. Кв, Кпш, Мон, Гс	3. Кв, Гс, Мон
4. Кв, Кпш, Кл	4. Кв, Кл
5. Кв, Кл	

Каолинит-гидрослюдистый тип

0. Кв, Кпш, Олг, Би	0. Анд, Ро
1. Кв, Кпш, Аб, Гс, Хл	1. Аб, Гс, Кб, Хл
2. Кв. Кпш, Аб, Гс	2. Кв, Гс, Хл, Кб
3. Кв, Кпш, Гс, Кл	3. Кв, Гс, Кл
4. Кв, Гс, Кл	4. Кв, Кл
5. Кв, Кл	

Гидрослюдистый тип

0. Кв, Кпш, Олг, Би	0. Анд, Ро
1. Кв. Кпш, Аб, Гс, Хл	1. Аб, Гс, Кб, Хл
2. Кв, Кпш, Аб, Гс	2. Аб, Гс, Кб, Кв
3. Кв, Кпш, Гс	3. Кв, Гс, Кб
4. Кв, Гс	4. Кв, Гс

В большинстве случаев в процессе аргиллизации образуется не чистая гидрослюда, а смешаннослойные минералы, которые в различных зонах могут также различаться количественным соотношением гидрослюдяных слоев. Несмотря на известную схематичность, приведенные колонки позволяют в огромном разнообразии составов и особенностей строения околожильных аргиллизитов увидеть общие тенденции, на фоне которых уже нетрудно понять специфические особенности строения конкретных ореолов.

Колонка каолинит-монтмориллонитового типа очень характерна для жильных месторождений США, колонки каолинит-гидрослюдистого и гидрослюдистого типов встречаются на отечественных месторождениях. В большинстве американских работ приводится слудующая схема зональности: неизмененная порода → слабо измененная порода → зона монтмориллонизации → зона каолинизации → зона серицитизации (гидрослюдизации) и окремнения (рис. 85). Положение серицита в данной схеме свидетельствует о его более позднем образовании, что убедительно обосновал Г. Т. Волостных [38].

Исходя из сказанного, метасоматическая зональность по кварцевым монцонитам, описанная для многих рудных месторождений США, [467] в том числе и уранового месторождения Мерисвейл [420] (рис. 86), может быть представлена табл. 8.

Убедительных фактов, свидетельствующих о закономерной смене состава околорудных аргиллизитов по вертикали не имеется. Наблюдающееся на отдельных месторождениях увеличение мощности зон, изменение количественных соотношений минералов на различных вертикальных уровнях в каждом конкретном случае может быть объяснено локальными причинами.

Логично допускать, что с глубиной температурные условия околорудного метасоматоза изменяются, а следовательно должны появляться более высокотемпературные ассоциации. Так, в условиях повышенной кислотности раствора возрастание температуры выше 290° С должно приводить к устойчивости пирофиллита вместо каолинита и при умеренной кислотности — к устойчивости серицита. Однако наши данные по ореолам аргиллизации, прослеженным до глубин 1,4 км, не подтверждают такой закономерности. В работах американских исследователей также отмечается отсутствие вертикальной зональности

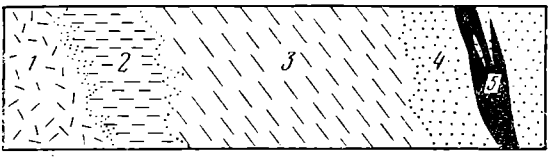


Рис. 85. Обобщенная схема строения ореола околорудной аргиллизации вблизи урановой жилы. По Д. Волкеру (1963 г.).

1 — неизмененная порода; *2* — хлоритовая зона. Кроме хлорита также характерно локальное развитие кальцита, сульфидов и окислов железа; *3* — аргиллизитовая зона. Характеризуется присутствием монтмориллонита и каолинита, местами преобладают гидрослюда или иллит, галлуазит или другие глинистые минералы; *4* — серицитовая зона. Локальное или широко распространенное окремнение; *5* — жила

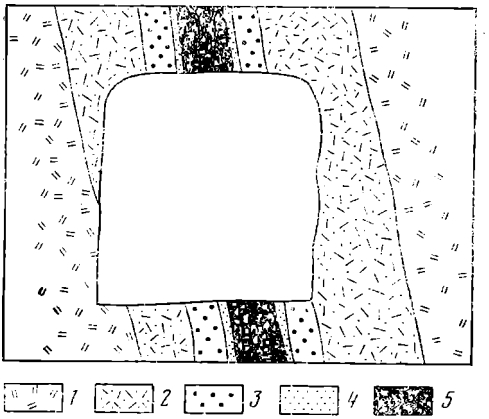


Рис. 86. Строение ореола аргиллизации на месторождении Мерисвейл. По П. Керру (1957 г.).

1 — кварцевый монцонит неизмененный; *2* — хлоритсодержащая зона; *3* — монтмориллонит-иллитовая зона; *4* — каолинит-иллитовая (гидрослюдистая) зона; *5* — рудная брекчия с флюорит-кварц-уранинитовым цементом. Общая мощность ореола изменения около 1,8 м

околожильных аргиллизитов. В р де случаев высокая проницаемос и пористость аргиллизирован пород и наличие сульфидов в ж лах обусловливают наложение гидротермальные аргиллизиты пергенных процессов, приводящ к значительному увеличению мо ности аргиллизированных пор в верхних частях жил.

В настоящее время накопл огромный материал, позволяющ охарактеризовать общие черты мизма гидротермальной аргилли ции. При аргиллизации грани происходит практически поли вынос натрия, кальция, магн существенный — железа и небо шой калия. Значительно прив сится вода. Кремнезем, как пр вило, частично выносится из п межуточных зон и привносится внутренние. При этом в больш стве случаев во внутренней зо содержание кремнезема превыша таковое в исходных гранита Отмечаются, однако, и обратн соотношения. В этих случаях п исходит накопление глинозем Таким образом, по сравнению с и ходными породами во внутренн зонах ореолов аргиллизации всег больше воды, а также кремнезем или глинозема.

При аргиллизации пород сре него и основного состава наря с выносом натрия, кальция и ма ния устанавливается существенный вынос из промежуточных зон кремнезем и привнос углекислоты. Во внутренних зонах замещение карбонатов кварц приводит к резкому возрастанию содержания кремнекислоты и практичес полному выносу углекислоты. Обычно при аргиллизации пород повышени основности отмечается некоторое увеличение глинозема в промежуточн зонах при незначительном выносе его из внутренних. В отличие от друг компонентов закономерности в поведении глинозема наименее четкие.

Существенные осложнения в минеральном и химическом составе аргилл зитов связаны с наложением рудосопровождающих минеральных ассоциаци Обычно это либо хлоритизация (шамозитизация), либо карбонатизация. Р виваясь в аргиллизированных породах крайне неравномерно, эти ассоциаци обусловливают резко повышенные содержания в локальных участках магни кальция и углекислоты.

Аргиллизация пород на месторождениях, приуроченных к вулканогенны

Таблица 8

Метасоматическая колонка в аргиллизированных кварцевых монцонитах

Номер и название зоны по П. Керру	Зональность стадии повышенной кислотности	Минерализация близнейтральной стадии
1. Неизмененный кварцевый монцонит	0. Кв, Пл, Би, Орт, Ав	
2. Хлоритсодержащая	1. Кв, Аб, Гс, Кб, Би, Орт, Хл 2. Кв, Аб, Гс, Кб, Орт, Хл	
3. Монтмориллонитовая	3. Кв, Гс, Мон, Кб, Орт, Хл 4. Кв, Гс, Мон, Кб, Орт 5. Кв, Гс, Мон, Орт	
4. Каолинит-иллитовая	6. Кв, Кл, Орт 7. Кв, Кл	Гидрослюдизация (серицитизация)

и вулканогенно-осадочным породам, претерпевшим поствулканические изменения. Для вулканогенных пород кислого состава характерны поствулканические изменения, выражающиеся в их фумарольно-сольфатарной аргиллизации и формировании вторичных кварцитов. Эти огромные по масштабам изменения нередко коренным образом преобразуют вмещающие породы. При наложении на такие породы урановорудных процессов последние часто не производят заметного метасоматического преобразования. Подобные случаи несомненно являются наиболее сложными для изучения. Неверная трактовка соотношения процессов изменения пород и оруденения может привести к принципиально неправильным прогнозам и, как следствие, к разочарованию в возможности практического использования измененных пород.

Совмещение поствулканических и гидротермальных урановорудных процессов весьма обычно для районов широкого развития вулканогенных пород. Хотя промышленных месторождений данного типа относительно мало, имеется огромное число рудопроявлений, приуроченных к породам, претерпевшим поствулканические изменения. При этом далеко не всегда можно обнаружить преобразования, связанные с урановорудным процессом. Если же их и удается установить, то всегда они оказываются слабо выраженными и не поддающимися картированию. Все это заставляет прийти к выводу о том, что проблема изучения околорудных изменений в областях интенсивного проявления поствулканических процессов весьма актуальна. Вопрос о критериях, позволяющих различать поствулканические и околорудные изменения, является в этой проблеме определяющим.

Имеющиеся по отдельным месторождениям данные показывают, что в связи с урановорудным процессом образуются некоторые минералы, которые не свойственны породам, измененным поствулканическими процессами. В каждом конкретном случае число и состав минералов заметно различаются. Их установление требует тщательных минералогических исследований. Только полевое и микроскопическое изучение пород, как правило, не дает положительных результатов.

Предварительно можно указать на следующие различия поствулканического и околорудного процессов:

Поствулканические изменения	Околорудные изменения
Породы характеризуются относительной выдержанностью состава метасоматитов, что связано с площадным характером метасоматоза.	Состав метасоматитов изменчив, что связано с околотрещинным характером метасоматоза.

Метасоматизм в условиях повышающейся щелочности проявлен неотчетливо и, как правило, выражается в относительно равномерном развитии карбоната.

Неотчетливо проявлены или практически отсутствуют реликтовые минералы.

В зонах максимального проявления кислотного выщелачивания (вблизи трещин и разрывных нарушений) обычно отчетливо проявлен метасоматоз стадии отложения, выражающийся в хлоритизации, гидрослюдизации, карбонатизации.

Характерныне полные псевдоморфозы с сохранением значительного количества реликтовых минералов, особенно в метасоматитах из внешних и промежуточных зон.

Аргиллизация пород на пластообразных месторождениях в неметаморфизованных песчаниках. Среди месторождений в неметаморфизованных песчаниках можно выделить два типа: а) экзогенно-эпигенетические месторождения, формирующиеся на границах зон пластового окисления. (Изменения пород на месторождениях этого типа нами не рассматриваются.); б) месторождения типа Колорадского плато, сопровождающиеся четким осветлением красноцветных песчаников и их аргиллизацией.

По вопросам генезиса этих месторождений нет единого мнения, в связи с чем их нередко называют месторождениями спорного генезиса. Несмотря на многообразие особенностей, свойственных отдельным месторождениям этой группы в отношении околорудных изменений пород, намечается ряд общих особенностей. Для всех месторождений характерна аргиллизация, сопровождающаяся осветлением, обусловленным выносом железа или связыванием его в пирит. Значительные трудности в изучении измененных пород обусловлены тем, что в цементе неизмененных песчаников в значительном количестве присутствуют сингенетические глинистые минералы. Детальное изучение осветленных песчаников, однако, показывает, что содержание глинистых минералов в них существенно возрастает, причем главным образом, за счет обломков полевых шпатов. Например, по данным Д. Келли и П. Керра [402], при изменении песчаников в районе месторождения Темпл Маунтин содержание глинистых минералов возрастает с 13% до 23%, а обломков полевых шпатов уменьшается с 13% до 8%. В пределах рудных тел все минералы пород, в том числе и глинистые, замещаются урановосным асфальтитом (рис. 87). Р. Кэдиген [372] указывает, что песчаники формации Мос Бэк вдали от руды содержат в среднем 10% каолинита, а по соседству с рудой 22%. К. Холи с соавторами [393] отмечают, что содержание глинистых минералов в неизмененных песчаниках ниже 20%, а в обеленных — около 41%.

В процессе изменения пород происходит перекристаллизация глинистого цемента песчаников и алевролитов с увеличением степени кристалличности и величины двупреломления. Образовавшиеся в процессе осадконакопления монтмориллонит и смешаннослойный минерал гидрослюда-монтмориллонит по направлению к рудным телам замещаются каолинитом или гидрослюдой (1M и $2M_1$).

В большинстве случаев преобладает пластообразная форма участков аргиллизации с неровными зубчатыми границами, кососекущими первичную слоистость. Имеются многочисленные примеры локализации измененных пород и руд вдоль крутопадающих тектонических нарушений, трещин и зон трещиноватости, зон обрушений, в трубках взрыва. Мощности зон аргиллизации над и под рудными телами составляют несколько метров, а протяженность по горизонтали — десятки и сотни метров, а иногда и первые километры.

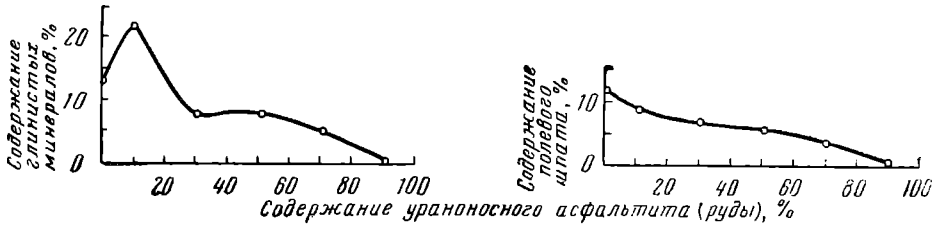


Рис. 87. Количественные соотношения между полевыми шпатами, глинистыми минералами и урановосным асфальтитом в рудах месторождения Темпл Маунтин [402]

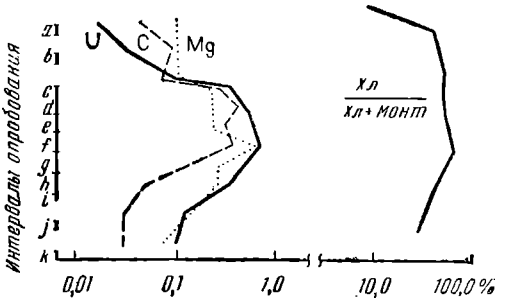


Рис. 88. Корреляция между концентрациями хлорита, магния, урана, углерода в сечениях рудных горизонтов. По Х. Грейнджеру (1962 г.). Размер участка опробования 7 футов

Изменение песчаников макроскопически часто выражено не очень четко, зато в глинистых породах аргиллизация проявлена очень контрастно вследствие их резкого осветления. Всеми без исключения исследователями признается важное поисковое значение зон осветления. Песчаники и алевролиты с отчетливо выраженным красным оттенком, как правило, не минерализованы или содержат небольшие и немногочисленные рудные тела.

В центральных частях зон аргиллизации, особенно вблизи трещин, часто отмечается окремнение пород. Окремненные породы с полным основанием можно рассматривать как результат максимального проявления кислотного выщелачивания.

Метасоматическая зональность очень нечеткая и в основном проявляется в увеличении количества новообразованных глинистых минералов от периферии к центру и развитии окремнения в центральной части участков аргиллизации. Во всех случаях устанавливается наложение на аргиллизированные породы более поздней минерализации. Особенно характерна карбонатизация (анкерит, доломит), интенсивность которой резко возрастает на месторождениях, где нижележащие горизонты содержат прослои известняков. С выщелачиванием карбоната из нижних горизонтов и перемещением его вверх вдоль вертикальных трещин связывается образование зон обрушения, которые часто являются урановосными. Формирование рудной минерализации следует после аргиллизации. В рудных телах месторождений района Амброзия Лейк отмечено возрастание содержания хлорита, тесно ассоциирующего со скоплениями урановых минералов (рис. 88). Эти факты свидетельствуют о проявлении кислотно-щелочной эволюции растворов, являющейся стандартной для типично жильных гидротермальных месторождений. На месторождениях, изученных детально, отмечается многостадийность минералообразования. При этом достаточно определенно намечается общая направленность процесса минералообразования, выразившаяся в формировании зонального ореола аргиллизации в стадию предрудного изменения, карбонатизации (иногда и хлоритизации) в стадию повышающейся щелочности, минерализации заключительной пострудной стадии (прожилки кварца, гидрослюды и др.).

Характерна даже свойственная практически всем околожильным аргиллизитам гидрослюдизация, накладывающаяся на ранее образованный каолинит.

Обобщение, выполненное П. Керром и М. Джекобсом [403] по типичножильным и пластообразным месторождениям, приводит к выводу о тождестпродуктов околорудного изменения. Проведенный автором анализ с учетоданных по отечественным месторождениям дает основание согласиться с этвыводом. Следует лишь подчеркнуть отсутствие или очень нечеткое проявлеметасоматической зональности, неконтрастный характер изменений, большобъемы пород, захваченных слабой аргиллизацией, что можно объяснитогромным фронтом взаимодействия растворов с породами при малой скоростих циркуляции.

Изложенные факты, свидетельствующие о восходящем движении растворов, повышенной их температуре, проявлении кислотно-щелочнодифференциации, наличии структурного контроля, и других признаковпозволяют автору присоединиться к мнению о гидротермальном генезисместорождений.

Следует подчеркнуть, что несовместимость генетических концепций о гидротермальном и экзогенно-эпигенетическом генезисе месторождений являетсякажущейся. Образование месторождений под воздействием ураноносных растворов, а при формировании некоторой их части восходящих ураноносных растворов, повышенная температура растворов, взаимодействие с вмещающимипородами, возрастание щелочности растворов во времени, участие или возможность участия в процессах рудообразования газов или растворов магматического происхождения, значительная роль пластовых вод и другие фактпризнаются сторонниками различных концепций.

Принципиальные различия между сторонниками экзогенно-эпигенетического и гидротермального генезисов заключаются в том, что одни исследователи источник урана связывают с выщелачиванием его из пород, другие — с ураноносностью гидротермальных растворов. Необходимым условием образованиместорождений согласно экзогенно-эпигенетической концепции является наличие ураноносных пластовых вод, а согласно гидротермальной концепции – ураноносных растворов магматического происхождения. Следует подчеркнуть, что критериями гидротермального генезиса всегда считалась повышенная температура растворов и их восходящее движение снизу. Однако и по экзогенно-эпигенетической гипотезе предусматривается восходящее движение нагретых пластовых вод при уплотнении глубоко залегающих осадков и наличии разрывных нарушений, представляющих зоны разгрузки. В последнее время в качестве показателя эндогенной природы растворов используется кислотно-щелочная их дифференциация. С позиций экзогенно-эпигенетических представлений убедительных объяснений кислотно-щелочной дифференциации на пластообразных месторождениях в неметаморфизованных песчаниках еще не найдено.

Аргиллизация пород на месторождениях в черных сланцах. Под названием «месторождения в черных сланцах» выделяется своеобразная группа телетермальных урановых месторождений, приуроченных к углистым, углисто-кремнистым и глинистым сланцам, известнякам и диабазам. Ряд специфических особенностей позволяет относить их к определенному формационному типу. Одни из этих особенностей сближают их с типично жильными месторождениями, другие же более характерны для стратиформных месторождений в неметаморфизованных песчаниках.

В целом месторождения данного типа тяготеют к горизонту черных сланцев, хотя сами рудные тела часто располагаются несколько выше или ниже этого горизонта в породах иного состава. В связи с этим термин «месторождения в черных сланцах» является в значительной мере условным. Принципиальным отличием этих месторождений от пластообразных месторождений в неметаморфизованных песчаниках является их четкая приуроченность к разрывным нарушениям, особенно ярко проявляющаяся в отношении богатых руд.

Аргиллизация пород на месторождениях описываемого типа характеризуется огромными масштабами распространения и очень высокой интенсивностью проявления. Исключительно велика роль процессов гипергенного преобразования. Эти процессы особенно усиливаются в условиях циркуляции вадозных вод через углистые сланцы, содержащие большое количество тонко рассеянного пирита. Его окисление приводит к образованию сернокислых растворов, производящих интенсивную каолинизацию пород. Не случайно поэтому для месторождений описываемого типа остро стоит вопрос об относительной роли эндогенных и гипергенных процессов в формировании аргиллизированных пород и руд. Учитывая огромные глубины (более 1 км) распространения аргиллизированных пород, горизонтальную зональность, устойчивость сульфидов и другие признаки, можно сделать вывод, что основная роль в формировании ореолов аргиллизации принадлежит гипогенным процессам. Накладываясь на аргиллизированные породы, процессы гипергенеза приводят к гидратации гематита и окислению сульфидов, выносу карбонатов, каолинизации гидрослюд, замещению хлорита каолинитом и гидроокислами железа, возрастанию пористости и понижению прочности пород.

Вмещающие породы представлены разнообразными сланцами, известняками, густо насыщенными многочисленными дайками и жилами диабазов. Породы подверглись метаморфизму пумпеллиит-пренитовой фации, с преобладанием условий, соответствующих наиболее низкотемпературным кальцит-серицитовой и кальцит-альбит-хлоритовой ступеням. Значительно реже, в основном в наиболее древних горизонтах, встречаются ассоциации более высокотемпературной пумпеллиит-хлоритовой ступени данной фации, а также хлорит-эпидотовой ступени фации зеленых сланцев. Большая часть разрывных нарушений согласна с напластованием вмещающих пород или пересекает их под острыми углами; менее распространены секущие разрывы. Соответственно выделяются согласные и секущие зоны аргиллизации.

Мощность зон аргиллизации от единиц до первых сотен метров, длина — многие сотни метров и даже несколько километров. Характерно наличие большого числа зон аргиллизации практически безрудных или содержащих бедное рассеянное оруденение. Ни в одном другом типе месторождений не наблюдается таких значительных по масштабам и интенсивности преобразований вмещающих пород. Специальные исследования, проведенные автором и В. А. Головиным, показали, что основная масса оруденения в целом располагается в пределах контуров участков с наиболее широко и интенсивно проявленной аргиллизацией. Вместе с тем контуры рудных участков и участков интенсивной аргиллизации существенно не совпадают в деталях. Этот факт указывает на отсутствие прямой пропорциональности между масштабами аргиллизации и оруденения. Отдельные достаточно мощные зоны аргиллизации не содержат оруденения, в то время как в некоторых относительно маломощных зонах встречаются повышенные рудные концентрации. Очевидно, аргиллизация пород необходимое, но не единственное условие концентрации оруденения. Среди них особое значение, по-видимому, имеет литологический контроль.

Сопоставляя аргиллизацию пород на месторождениях в черных сланцах с типично жильными месторождениями, приходится признать, что они прежде всего отличаются огромными масштабами и интенсивностью преобразования пород. От пластообразных месторождений в неметаморфизованных песчаниках они отличаются четко выраженным структурным контролем, высокой интенсивностью процесса, значительным распространением жил и прожилков.

Горизонт черных сланцев силура создает восстановительный барьер, который и определяет пространственное тяготение основной массы руд к этому горизонту. Соответственно литологический контроль оруденения носит здесь принципиально иной характер. Циркуляция рудоносных растворов происходила по разломам (а не по высокопроницаемым горизонтам песчаников, как это имеет место на большинстве месторождений Колорадского плато), а осаждение из них урана в участках пониженных значений Eh. При этом восстановительная обстановка создавалась не только в самих черных сланцах, но и в породах иного состава (диабазах, известняках, глинистых сланцах), пространственно тяготеющих к горизонту черных сланцев.

Огромные масштабы проявления аргиллизации заставляют предполагать участие в процессах преобразования пород больших объемов растворов. Изменения таких масштабов известны лишь в областях современного вулканизма, где происходит смешение ювенильных газов и растворов с пластовыми и трещинными водами. Основным источником аргиллизирующих растворов на описываемых месторождениях, по-видимому, являлись захороненные поровые и трещинные воды вмещающих пород. Так как они были заключены в слабо метаморфизованных осадках, их можно рассматривать как остаточные метаморфогенные растворы. Причины их активизации и резкого нарушения равновесия с породами, очевидно, связаны с магматогенными процессами, которые в первую очередь ответственны за повышенную кислотность растворов. Источник урана в растворах не ясен. Не исключено выщелачивание урана из пород аргиллизирующими растворами в стадию кислотного выщелачивания и его переотложение в стадию повышающейся щелочности.

Метасоматическая зональность в аргиллизированных породах, залегающих в глинистых и углистых сланцах, проявлена очень нечетко в связи с относительной устойчивостью минералов (кварц, гидрослюда), слагающих эти породы. Ореолы аргиллизации в диабазах, напротив, характеризуются четкой зональным строением. Выделено три типа колонок по диабазам, отличающихся различной относительной устойчивостью хлорита и карбоната:

I

0. Метаморфизованные диабазы (Аб, Хл, Кб, Лк, Пи)
1. Аб, Хл, Гс, Кб, Лк, Пт
2. Хл, Гс, Кб, Лк, Пт, Кв
3. Гс, Кл, Кв, Кб, Лк, Пт
4. Кл, Кв, Кб, Лк, Пт

II

0. Аб, Хл, Кб, Лк, Пт
1. Аб, Кб, Кв, Лк, Пт
2. Гс, Кб, Кв, Лк, Пт
3. Гс, Кв, Лк, Пт
4. Кл, Кв, Лк, Пт

III

0. Аб, Хл, Кб, Лк, Пт
1. Гс, Хл, Кв, Лк, Пт
2. Гс, Кл, Кв, Лк, Пт
3. Кл, Кв, Лк, Пт

Наиболее характерны колонки I типа. Колонки II типа возникают в тех случаях, когда в пределах или вблизи зон аргиллизации имеются известняки. По-видимому, их взаимодействие с аргиллизирующими растворами приводит к повышению в растворах активной концентрации карбонат-иона. В этих же участках как правило, интенсивно проявлена постаргиллизитовая карбонатизация, часто целиком «съедающая» центральные зоны ореолов аргиллизации.

Влияние известняков также нередко выражается в отсутствии каолинита. Продуктами максимального кислотного выщелачивания диабазов в этих случаях являются кварц-гидрослюдистые породы с пиритом и лейкоксеном, по составу напоминающие березиты. Это явление, очевидно, связано с подщелачиванием аргиллизирующих растворов при взаимодействии с известняками.

Относительно редко встречается колонка III типа. Неустойчивость карбоната во всех зонах необычна. Приходится допускать вынос кальция из пород и очень низкую активность углекислоты. Для данного типа характерно развитие интенсивной поздней хлоритизации.

В углистых и глинисто-углистых сланцах зональность может быть представлена следующей колонкой:

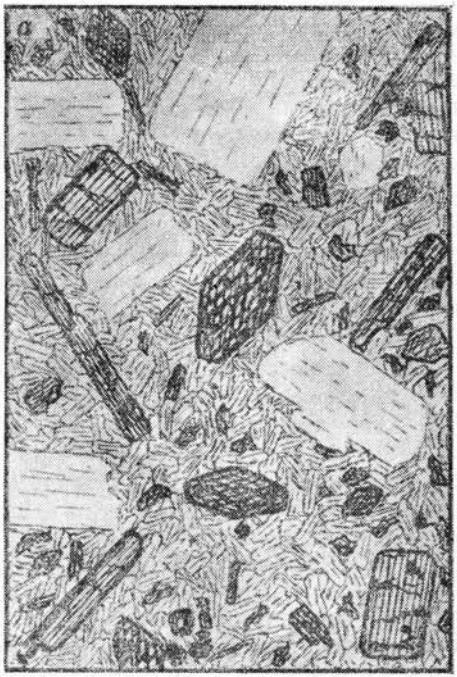
0. Кв, Гс, Хл, Ув, Пт
1. Кв, Гс, Кб, Ув, Пт
2. Кв, Гс, Кл, Ув, Пт
3. Кв, Кл, Пт

Как видно из колонки, только во внутренней зоне происходит вынос углистого вещества и соответственно существенное осветление пород. Поэтому в углистых сланцах отчетливо фиксируется только относительно маломощная внутренняя зона. В породах, лишенных углистого вещества, осветление отмечается уже с момента развития парагенезисов промежуточных зон. Изменение известняков выражается в их перекристаллизации, доломитизации и частичном окварцевании.

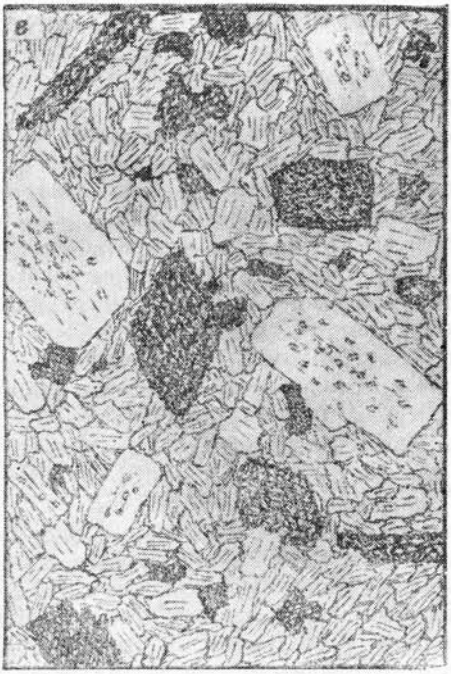
Для решения вопросов генезиса аргиллизированных пород большое значение имеет тот факт, что аргиллизация и оруденение накладываются на постскладчатые дайки керсантитов, не затронутые метаморфизмом. В отличие от метаморфизма, аргиллизация носит ярко выраженный метасоматический характер. Во внутренних зонах отмечается полное преобразование химического состава пород в отношении всех главнейших породообразующих компонентов. Тесно пространственно и генетически взаимосвязаны аргиллизация и последующая карбонатизация (или хлоритизация), что позволяет говорить о проявлении единого процесса со стадией кислотного выщелачивания и стадией повышающейся щелочности. Вопросы о том, является ли этот процесс результатом перерастания метаморфических процессов в гидротермально-метасоматические, связана ли аргиллизация с послемагматической деятельностью или аргиллизирующие растворы имеют совсем иное происхождение, на основе имеющихся данных не могут быть решены однозначно.

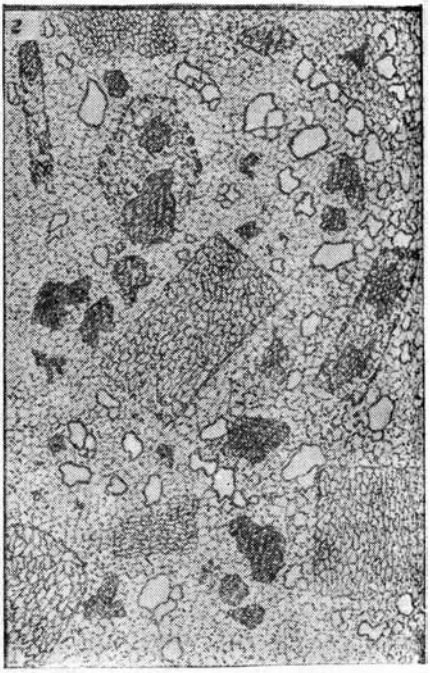
ФОРМАЦИЯ БЕРЕЗИТОВ

Березитизация или кварц-серицитовые с анкеритом и пиритом околорудные изменения широко известны для свинцово-цинковых, золоторудных, сурьмяных и флюоритовых месторождений. Развитие околорудной березитизации на гидротермальных месторождениях урана было установлено автором [63, 227] и подтверждено другими исследователями [52, 53, 67, 69]. Проявление в околорудных породах серицитизации отмечается также в работах


а


б


в


г

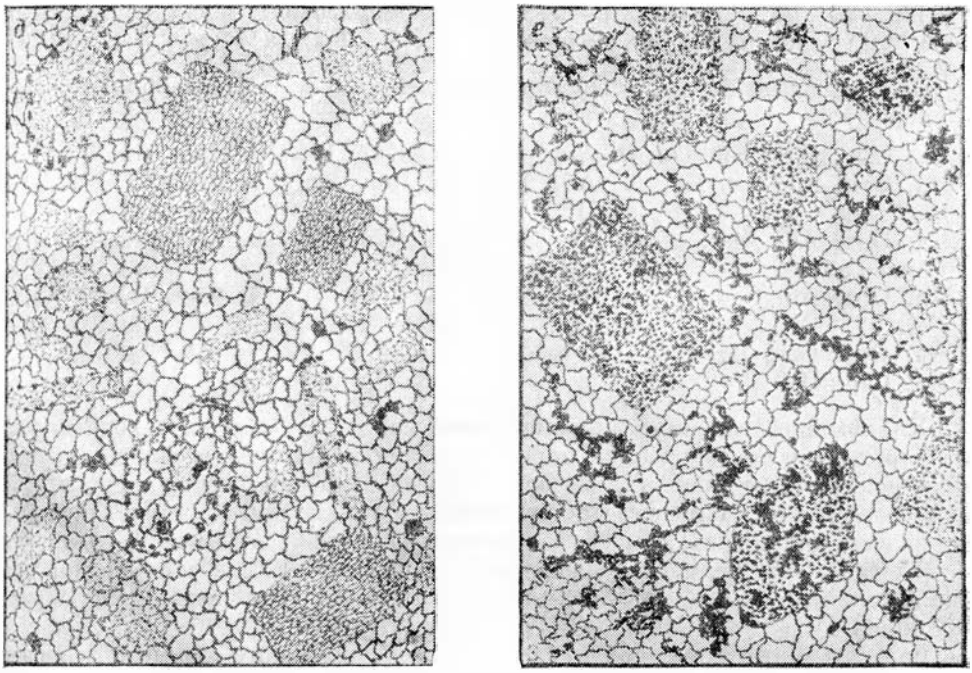


Рис. 89. Зарисовки шлифов, характеризующие последовательные ступени березитизации микродиоритов.

а — микродиорит неизмененный, сложен андезином и роговой обманкой; *б* — слабо березитизированный микродиорит. Роговая обманка замещена хлоритом и карбонатом, андезин — альбитом и серицитом; *в* — умеренно березитизированный микродиорит. Хлорит по роговой обманке полностью замещен анкеритом и пиритом; *г* — сильно березитизированный микродиорит. Плагиоклаз полностью замещен серицитом, псевдоморфозы анкерита по роговой обманке частично замещаются кварцем и пиритом; *д* — очень сильно березитизированный микродиорит. Сложен псевдоморфозами серицита по плагиоклазу, кварца и пирита по роговой обманке; *е* — интенсивно березитизированный микродиорит с наложенной пиритизацией и урановым оруденением. Пирит и урановая смолка образуют микропрожилки и густо пропитывают псевдоморфозы серицита по плагиоклазу. Ув. 24

зарубежных исследователей [99, 323,347, 385, 422, 461]. К сожалению, в публикациях по зарубежным месторождениям отсутствуют данные по метасоматической зональности, диагностике слюд, а также последовательности формирования минералов околорудных пород, что не позволяет уверенно относить процесс к березитизации. Поэтому урановосные березиты охарактеризованы на основе данных изучения только отечественных месторождений. Из наиболее общих особенностей описываемой формации в первую очередь необходимо отметить следующие.

Урановосные березиты формируются в позднеорогенный этап развития территории, после полного завершения магматизма и вулканизма, в целом контролируются разломами, по которым происходили блоковые перемещения, характеризуются пространственной связью с субвулканическими и вулканическими образованиями липаритового состава.

Петрографическое изучение березитизированных пород, характеризующих последовательные ступени их изменения, позволяет установить тенденцию к образованию во внутренних зонах ореолов кварц-серицитовых пород с пиритом по породам кислого состава и кварц-серицит-анкеритовых с пиритом по

породам основного состава (рис. 89). Метасоматическая зональность представлена следующими типами колонок:

По кварцевым порфирам	По микродиоритам	По габбро
0. Кв, Орт, Олг, Би, Гем	0. Анд, Ро, Би, Кв, Мт	0. Лаб, Пи, Тмт
1. Кв, Орт, Аб, Хл, Ка, Сер, Гем	1. Аб, Хл, Ка, Сер, Кв, Пт	1. Аб, Хл, Ка, Сер, Пт
2. Кв, Орт, Аб, Анк, Сер, Гем	2. Аб, Сер, Анк, Кв, Пт	2. Аб, Анк, Сер, Пт
3. Кв, Орт, Аб, Сер, Гем	3. Сер, Анк, Кв, Пт	3. Анк, Сер, Кв, Пт
4. Кв, Орт, Сер, Пт	4. Сер, Кв, Пт	
5. Кв, Сер, Пт		

Химизм березитизации в значительной мере определяется исходным составом пород. При березитизации пород кислого состава отмечается интенсивный вынос оснований, привнос кремнезема (иногда глинозема), воды, серы и увеличение пористости. Изменение пород среднего и основного состава характеризуется выносом натрия, магния и кремнезема, привносом углекислоты, калия и серы (рис. 90). Реакция замещения цветных минералов карбонатом имеет положительный объемный эффект, что не способствует увеличению пористости пород.

Березитизация представляет собой процесс типичного кислотного выщелачивания, что следует из наиболее характерных для него реакций

$$\underset{\text{альбит}}{3NaAlSi_3O_8} + K^+ + 2H^+ = \underset{\text{серицит}}{KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2} + 3Na^+ + \underset{\text{кварц}}{6SiO_2},$$

$$\underset{\text{хлорит}}{(Mg,\ Fe)_6(OH)_8Si_4O_{10}} + \underset{\text{кальцит}}{6CaCO_3} + 6CO_3^{2-} + 8H^+ = \underset{\text{анкерит}}{6Ca(Mg,\ Fe)(CO_3)_2} +$$

$$+ 4HSiO_3^- + 6H_2O,$$

$$\underset{\text{калиевый полевой шпат}}{3KAlSi_3O_8} + 2H^+ = \underset{\text{серицит}}{KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2} + \underset{\text{кварц}}{6SiO_2} + 2K^+.$$

Обращает внимание противоположная направленность в поведении кремнезема и углекислоты при березитизации пород среднего и основного состава. Во внешних и промежуточных зонах более слабая кремневая кислота вытесняется более сильной угольной, в связи с чем отмечается вынос кремнезема и привнос углекислоты. Во внутренних зонах устанавливаются обратные соотношения, что, казалось бы, противоречит выводу о кислотной направленности процесса. Однако наряду с угольной кислотой выносятся сильные основания – кальций и магний, что связано с замещением карбоната кварцем. Следовательно, и в том и в другом случае это типичные реакции кислотного выщелачивания.

Геохимическая специализация березитов выражается в высокой активности углекислоты и сульфидной серы, инертности глинозема и титана, высокой подвижности калия и натрия с четкой тенденцией к увеличению калий-натриевого отношения в березитизированных породах.

Эволюция урановорудного процесса в самом общем виде выражается в проявлении основной дорудной стадии — березитизации, дополнительной доруд-

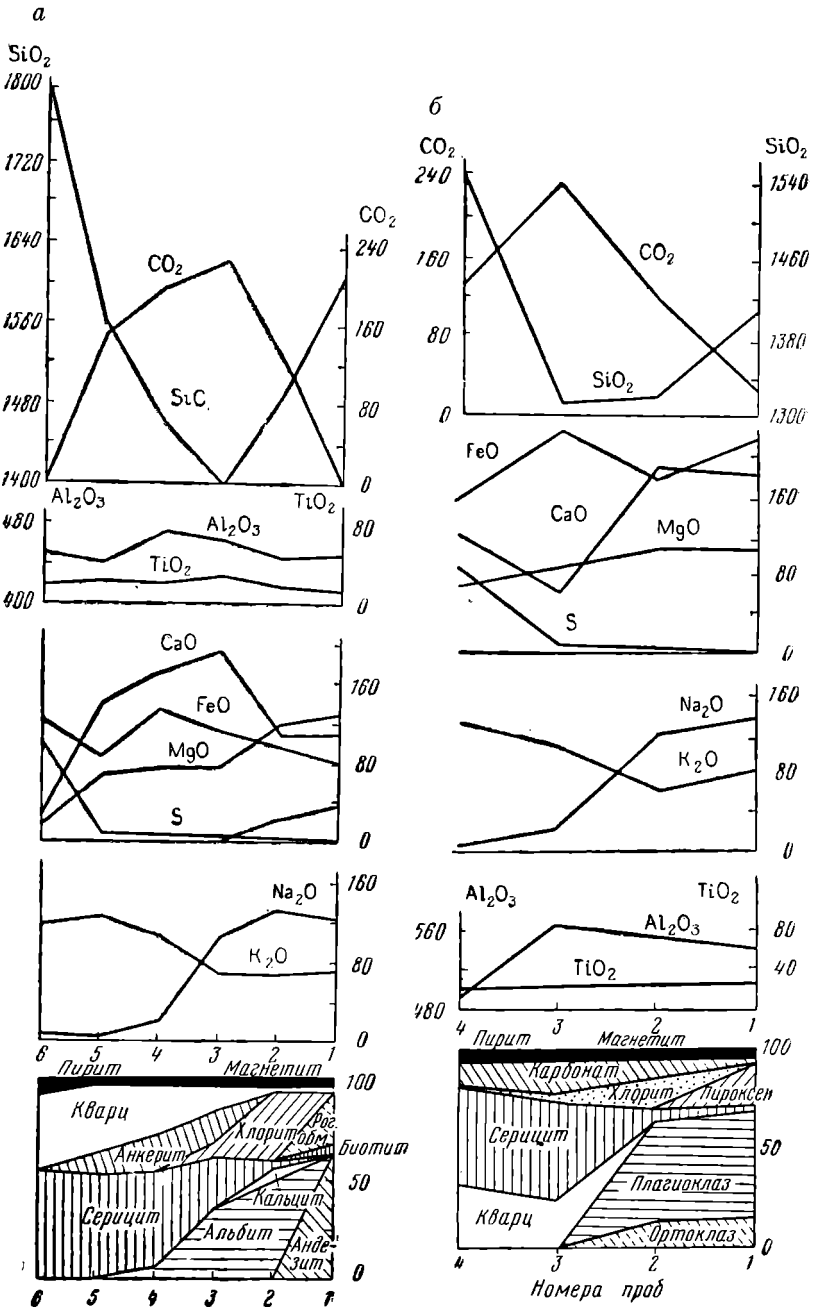


Рис. 90. Изменение химического и минерального состава микродиоритов (*а*) и габбро (*б*) при березитизации.

Содержание окислов дано в мг/см³

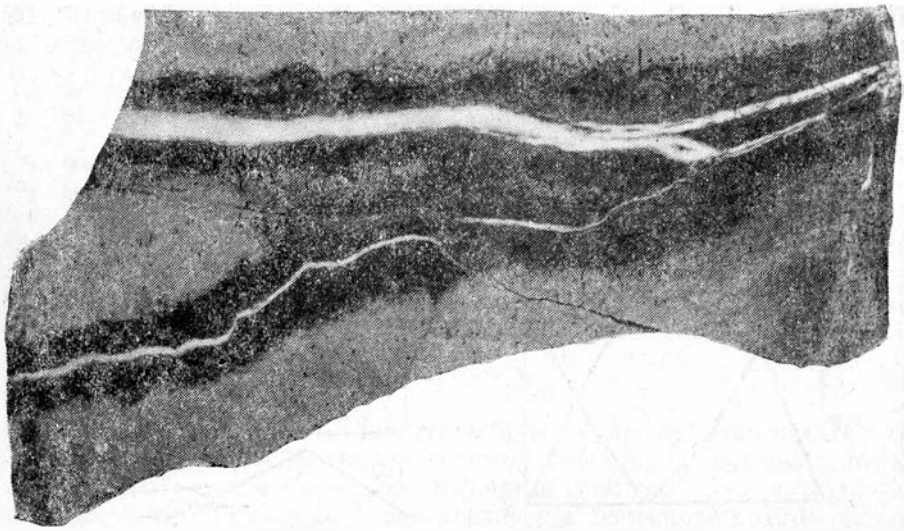


Рис. 91. Березитизированный микродиорит (светло-серое) с наложенной пиритизацией (черное). Белое — кварц-карбонатные прожилки. Штуф. Нат. вел.

ной стадии — пиритизации, собственно рудной настурановой стадии, сопровождающейся хлоритизацией и карбонатизацией, изредка гематитизацией, и пострудной карбонатной или кварцевой стадии.

Пиритизация накладывается на внутренние и частично промежуточные зоны березитизации. В магматических породах пирит в виде мельчайших пылевидных частиц густо пропитывает породы, придавая им темную, практически черную окраску (рис. 91). Под микроскопом устанавливается, что частицы и микропрожилки пирита встречаются во всей массе породы, однако максимальные сгущения приурочены к псевдоморфозам серицита по плагиоклазу (см. рис. 89). В терригенно-осадочных породах в участках пиритизации часто проявляется полосчатое строение. Иногда пиритизация выражается в развитии большого числа прожилков и микропрожилков с подчиненным значением тонкорассеянного пирита.

Рудосопровождающие хлоритизация и карбонатизация пространственно тесно связаны с оруденением. Хлорит и карбонат развиты крайне неравномерно, в основном образуют микропрожилки, число которых обычно пропорционально интенсивности постберезитового дробления пород. Развитие карбоната и хлорита за счет серицита и кварца характеризует явно повышенную щелочность растворов рудной стадии. Эти реакции вызывают подкисление рудоносных растворов, что может являться одной из причин рудоотложения.

Если рассматривать эволюцию гидротермального процесса с точки зрения гипотезы опережающей волны кислотных компонентов [132], то березитизацию следует относить к стадии кислотного выщелачивания, рудоотложение и рудосопровождающий метасоматоз — к щелочной стадии (стадия осаждения), пострудные жилы к заключительной стадии (стадия остаточных нейтральных растворов).

Размеры ореолов березитизации прямо пропорциональны мощности растворопроводящих структурных элементов и обратно пропорциональны основ-

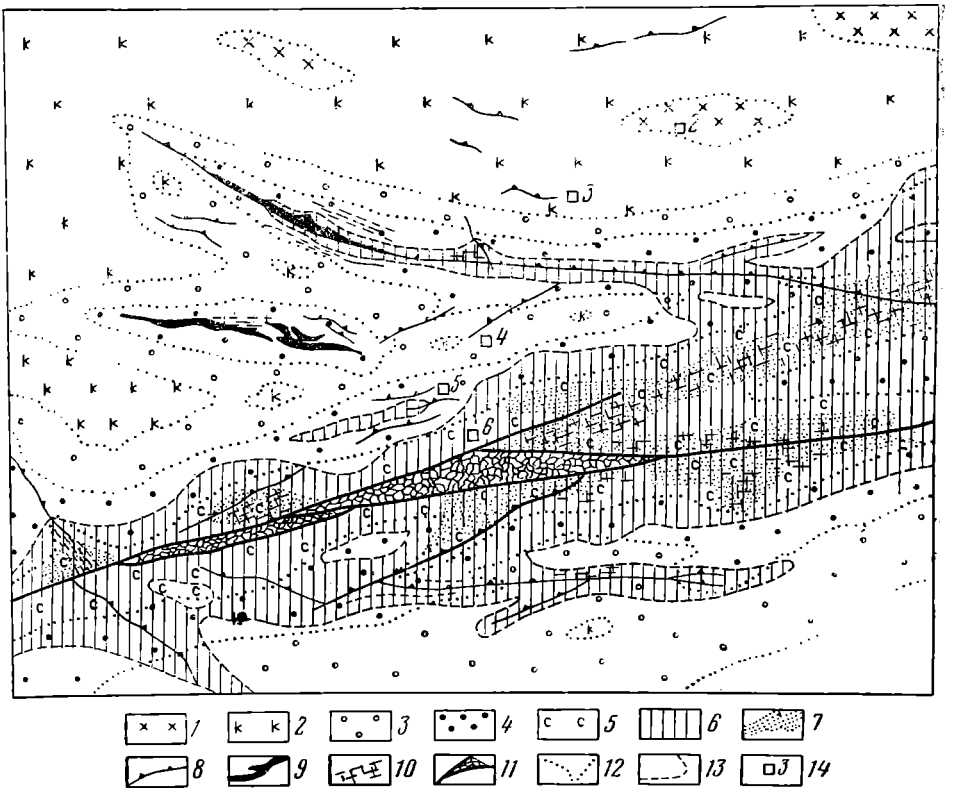


Рис. 92. Пространственные соотношения березитизированных и пиритизированных пород с прожилково-вкрапленным урановым оруденением.

1 — микродиориты, практически не затронутые березитизацией; *2* — слабо березитизированный микродиорит; *3* — березитизированный микродиорит; *4* — интенсивно березитизированный микродиорит кварц — серицит-анкеритового состава; *5* — то же, кварц-серицит-пиритового состава; *6* — интенсивно пиритизированные породы; *7* — участки прожилково-вкрапленного уранового оруденения; *8* — карбонатные жилы; *9* — карбонатные гнезда; *10* — участки интенсивной трещиноватости; *11* — тектоническая брекчия с обломками интенсивно березитизированных микродиоритов, с вкрапленным оруденением и кварц-карбонатным цементом; *12* — границы метасоматических зон; *13* — границы ореола пиритизации; *14* — места взятия проб, химический и минеральный состав которых показан на рис. 90, *а* (проба 1 взята за пределами участка в неизмененных микродиоритах)

ности пород. На изученных месторождениях мощности зон березитизации изменяются от десятков сантиметров до сотен метров.

Урановая минерализация всегда приурочена только к внутренним зонам ореолов березитизации и пиритизации (рис. 92). При прочих равных условиях масштабы уранового оруденения более или менее пропорциональны масштабам и интенсивности березитизации пород. Можно наметить следующий ряд значимости поисковых признаков на урановое оруденение: наличие проявлений березитизации — наличие интенсивно березитизированных пород — наложение пиритизации — наличие рудосопровождающей хлоритизации и карбонатизации.

ФОРМАЦИЯ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ НАТРОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ (ЭЙСИТОВ)

В отечественной литературе метасоматиты этого типа были впервые описаны под названием низкотемпературных кварц-альбитовых изменений [176].

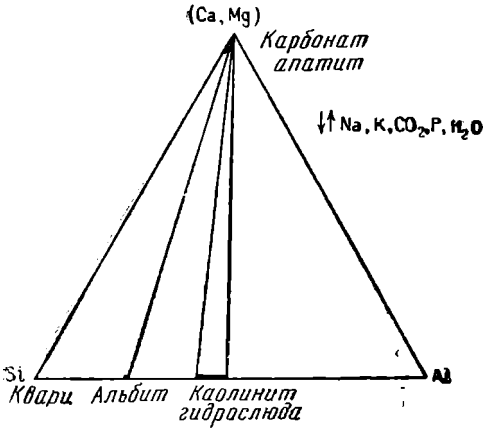


Рис. 93. Диаграмма состав — парагенезис эйситизированных пород

Дальнейшим изучением установле
что метасоматиты кварц-альбитово
состава возникают лишь в породах, б
гатых кварцем, и являются одной
фаций описываемой формации. По п
родам основного и среднего соста
развиваются альбит-карбонатные
альбит-хлоритовые, а по известнякам
урапоносные апатитовые метасоматит
[225, 226]. Сходный тип изменен
отмечается на месторождениях райо
оз. Биверлодж (район Голдфилдс про
винции Саскачеван) в Канаде.

Для метасоматитов данной форм
ции характерны следующие особенност

Эйситы формируются либо на позд
них стадиях развития складчатых обл
стей (СССР), либо в процессе текто
но-магматической активизации древни
платформ (Канада), после полного завершения магматической деятельности
Они контролируются зонами глубинных разломов. Связь с магматизмом пр
явлена неотчетливо. Можно лишь предполагать наличие парагенетической
связи эйситов с гранитоидным магматизмом.

В зонах интенсивной эйситизации проявляется тенденция к образовани
существенно альбитовых пород с примесью кварца, карбоната, хлорита. Харак
терны следующие типы колонок:

I. Гранит (Кв, Олг, Мк, Би, Мт) → Кв, Аб, Сер, Мк, Хл, Гем → Кв, Аб, Хл, Ка, Гем → Кв, Аб, Ка, Гем → Кв, Аб, Гем (или Аб, Ка, Гем).

II. Гранит → Кв, Аб, Сер, Мк, Хл, Ка, Гем → Кв, Аб, Хл, Ка, Гем → Кв, Аб, Хл, Гем → Кв, Аб, Гем.

III. Диорит (Анд, Ро, Мт) → Аб, Хл, Ка, Сер, Гем → Аб, Хл, Ка, Гем → → Аб, Анк, Гем → Аб, Гем.

IV. Диорит → Аб, Хл, Ка, Сер, Гем → Аб, Хл, Ка, Гем → Аб, Хл, Гем → → Аб, Гем.

В зависимости от исходного состава пород и химической активности карбонат-иона можно выделить кварц-альбитовую, кальцит-альбитовую, хлорит-альбитовую и анкерит-альбитовую фации. Кроме того, выделяются альбит-апатитовая, апатит-кальцитовая и апатитовая фации, формирующиеся в условиях высокой активности фосфора.

Количественный минеральный состав метасоматитов сильно зависит от состава исходных пород. Чем выше содержание кварца в них, тем выше оно и в конечных продуктах. При отсутствии в исходных породах глинозема альбит может вообще не образоваться (рис. 93). Так, воздействие эйситизирующих растворов на кремнистые сланцы и кварциты вызывает лишь их перекристаллизацию и покраснение (гематитизацию), на известняки — либо частичную мраморизацию, либо апатитизацию. Недостаток в породах кремнезема может обусловить устойчивость в эйситизированных породах гидрослюды или каолинита. Петрографические особенности метасоматитов охарактеризованы зарисовками типичных шлифов из эйситизированных кварцсодержащих диоритов (рис. 94). Химизм эйситизации подчеркивает существенно гидрокарбонатно-натровый состав растворов. В большинстве случаев намечается при-

Таблица 9

Изменение химического состава красноцветных кварцевых песчаников в процессе эйситизации

Окислы	Неизмененный песчаник	Эйситизированные кварцевые песчаники				
		1	2	3	4	5
SiO_2	77,08	73,62	76,02	74,22	57,00	42,30
TiO_2	0,18	0,20	0,14	0,20	0,20	0,20
Al_2O_3	12,10	11,35	11,65	11,59	17,89	13,48
Fe_2O_3	1,95	0,74	Нет	0,52	1,50	8,84
FeO	0,29	0,24	0,58	0,13	0,21	0,30
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	Нет
MgO	0,04	0,08	0,21	0,05	0,31	»
CaO	0,43	3,42	2,46	2,40	5,01	12,30
Na_2O	4,60	4,50	5,09	6,31	8,37	6,05
K_2O	2,40	2,09	1,59	1,51	1,39	0,57
H_2O^-	Нет	Нет	Нет	0,51	1,92	0,53
H_2O^+	1,20	0,99	1,43	0,56	0,61	1,38
CO_2	Нет	0,25	Нет	Нет	Нет	0,33
$S_{общ}$	»	Нет	0,02	»	»	0,11
P_2O_5	0,08	1,95	0,94	1,36	3,31	6,67
ZrO_2	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	2,50	6,30
Сумма	100,36	99,44	100,14	99,37	100,26	99,36

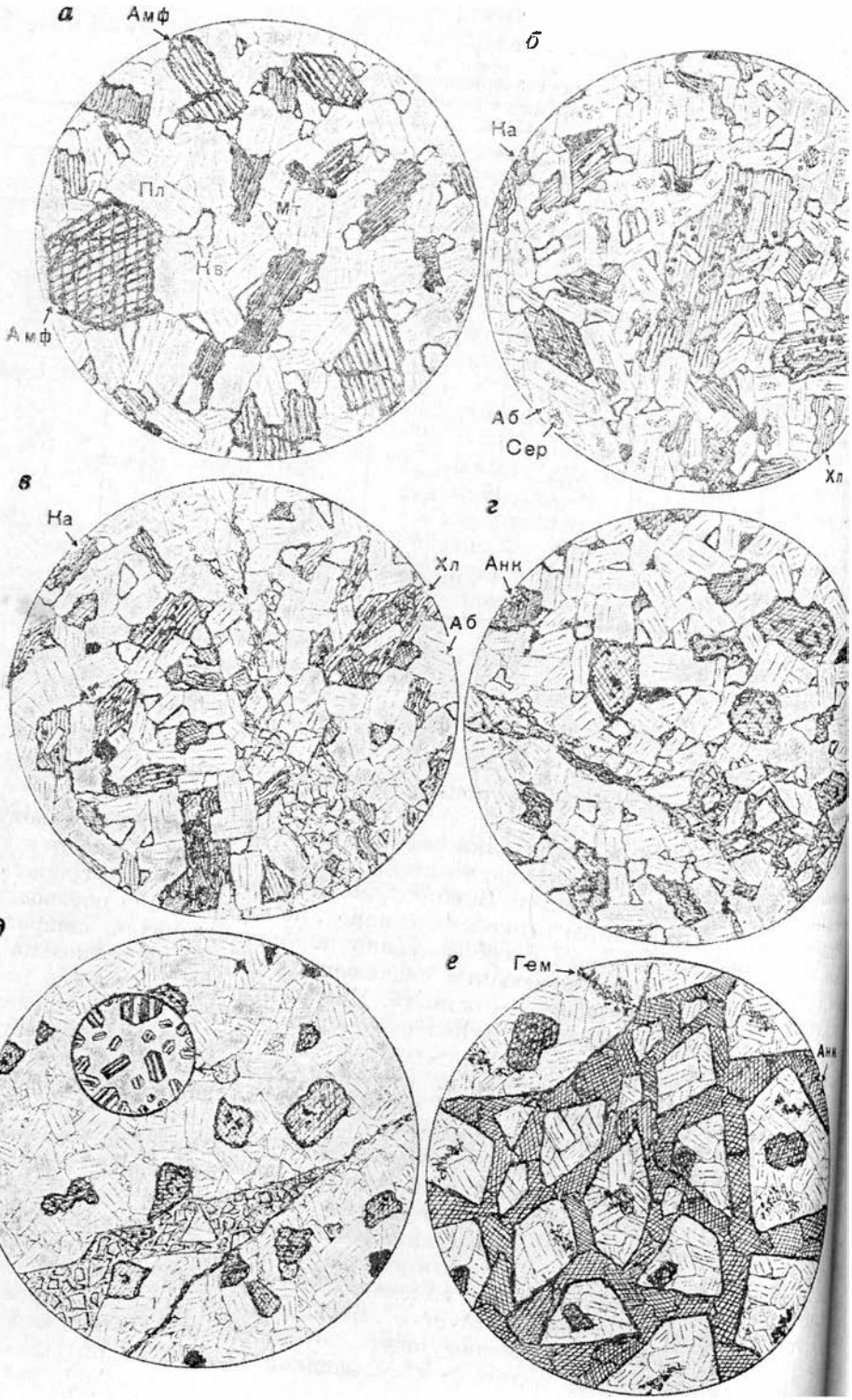
Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории АН СССР аналитиком Э. Ф. Калашниковой.

вынос натрия и углекислоты, частично кальция, вынос калия и кремнезема (табл. 9).

Весьма сложно ведет себя глинозем. Можно утверждать, что альбитизирующими растворами он не привносится, так как альбит образуется лишь в глиноземсодержащих породах. Вместе с тем метасоматиты часто существенно отличаются по содержанию глинозема от пород, по которым они образовались. Так, при метасоматическом преобразовании переслаивающихся алевролитов, аргиллитов и песчаников отмечается уменьшение содержания глинозема в аргиллитах и увеличение его в песчаниках. Можно поэтому говорить о местном перераспределении глинозема. В конечном итоге процесс перераспределения находится в полном соответствии с тенденцией к образованию существенно альбитовых пород. Несомненно, эйситизация является ярко выраженным процессом щелочного метасоматоза, что однозначно доказывается реакцией замещения кварца и серицита альбитом.

Особенно характерны для эйситизированных пород красные тона окраски, обусловленные высоким содержанием в минералах пылевидных гематитовых частиц. В связи с этим у канадских геологов процесс околорудного изменения получил название красное окрашивание («red coloration»), а сами измененные породы были названы красными аплитами [381], красными измененными породами, полевошпат-гематитовыми измененными породами [11]. Образование гематита, очевидно, свидетельствует о высокой щелочности растворов.

Геохимическая специализация эйситов проявляется в активности натрия и карбонат-иона, низкой активности сульфидной серы, высокой подвижности


а
Амф
Пл
Мт
Нв
Амф
б
На
Аб
Сер
Хл
в
На
Хл
Аб
г
Анк
д
е
Гем
Анк

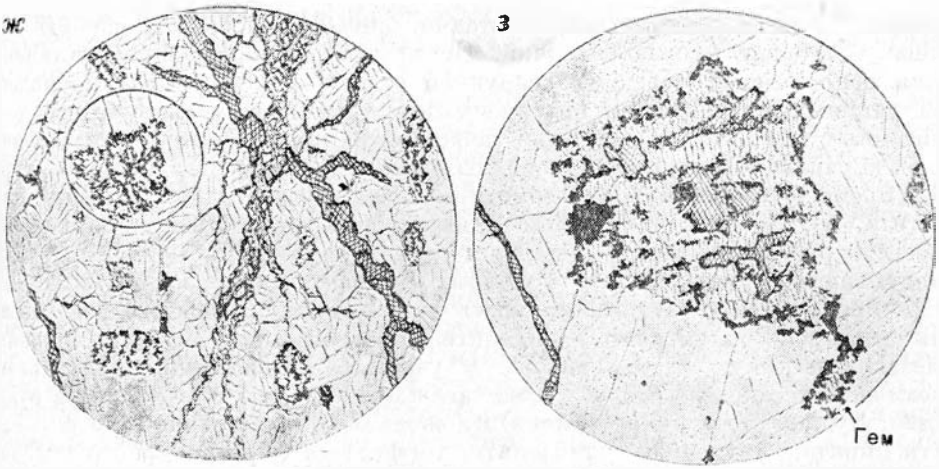


Рис. 94. Зарисовки шлифов, характеризующих последовательные ступени эйситизации кварцсодержащих диоритов.

а — неизмененный кварцсодержащий диорит; *б* — метасоматит из внешней зоны. Амфибол замещен хлоритом и карбонатом, андезин — альбитом, серицитом и кальцитом; *в* — серицит замещается альбитом; *г* — кварц-альбит-анкеритовая зона. Хлорит и кальцит полностью замещаются анкеритом; *д* — альбит-анкеритовая зона. В кружке (ув. 160) показан характер замещения кварца альбитом; *е* — брекчия альбит-анкеритовых метасоматитов, сцементированная поздним анкеритом; *ж* — альбитит; *з* — замещение анкерита агрегатом альбита и гематита (ув. 160). Зарисовки выполнены при одном николе, ув. 24

щелочей, титана, фосфора, циркония, кремния. В большинстве случаев четко выражена тенденция к резкому возрастанию натрий-калиевого отношения в эйситизированных породах по сравнению с исходными.

В отличие от аргиллизитов и березитов, с которыми связаны промышленные концентрации многих рудных элементов, эйситы характеризуются хорошо выраженной металлогенической специализацией на уран. В ряде случаев с эйситами связаны промышленные концентрации фосфора. На отдельных объектах отмечаются повышенные концентрации молибдена и циркония, которые, однако, не имеют самостоятельного промышленного значения.

Эволюция урановорудного процесса в общем виде может быть представлена следующим рядом: эйситизация → апатитизация (проявлена не повсеместно) → → карбонатизация → рудоотложение с рудосопровождающей хлоритизацией → образование пострудных жил и прожилков. Более позднее образование урановой смолки по отношению к альбиту впервые однозначно обосновано С. Робинсоном [435] (рис. 95).

На отечественных месторождениях рудная стадия начинается с отложения апатита, гематита, аршиновита. На одних месторождениях дробление метасо-

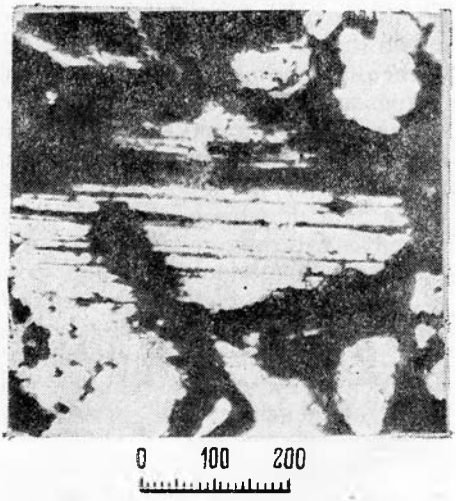


Рис. 95. Замещение альбита* (светлое) урановой смолкой (черное). Николи скрещены. Каждое деление соответствует 10 мкм. По С. Робинсону (1955 г.)

матитов, предшествующее рудной стадии, способствовало отложению эт минералов в виде цемента брекчий. На других месторождениях устанав вается непрерывный переход предрудной стадии в рудную без проявлен межстадийных тектонических подвижек. При этом апатит-аршиновитовая ми рализация с гематитом в виде очень неравномерно распределенной метасомат ческой вкрапленности и прожилковидных выделений накладывается на внутр ние и промежуточные зоны метасоматитов предрудной стадии. Основная мас гематита, обусловливающая бурые и кирпично-красные тона пород, связа с началом рудной стадии. В отдельных случаях породы настолько интенсив пропитываются гематитом, что в шлифах становятся непрозрачными. В отл чие от предрудной гематитизации здесь фиксируется привнос железа. Во вр мени эти процессы сменяются анкеритизацией. Анкерит образует прожил и метасоматическую вкрапленность. В участках интенсивной анкеритизац невозможно установить относительное значение анкерита предрудной и рудн стадий. Рудная стадия завершается отложением микропрожилков и вкраплен ности пирита, настурана, молибденита, коффинита. Образование этих минер лов повсеместно сопровождается вкрапленностью и микропрожилками т называемого рудного хлорита. С учетом взаимоотношений минералов к руд сопровождающему метасоматозу уверенно можно относить хлоритизац пород.

Пострудная стадия выражается в образовании относительно редких жи и прожилков кварца, кальцита, барита, хлорита, флюорита, пирита и к замет ным метасоматическим преобразованиям не приводит.

Большой интерес представляет вопрос о кислотно-щелочной эволюци гидротермальных растворов. В большинстве случаев начальные стадии гидр термального процесса характеризуются повышенной кислотностью раствор что и является основой для предложенной Д. С. Коржинским [132] гипоте об «опережающей волне кислотных компонентов». Именно в стадию повыше ной кислотности растворов происходит формирование таких широко распр страненных типов околорудных метасоматитов, как грейзены, пропилит аргиллизиты, березиты и др. В этом отношении низкотемпературные натров метасоматиты не могут рассматриваться как результат проявления воздейств опережающей волны кислотных компонентов. Напротив, неоднократно устан вленные случаи замещения гранитов, кремнекислых вулканогенных пор песчаников альбититами в большей мере позволяют говорить о повышени щелочности растворов. Проявление окварцевания на поздних стадиях ц цесса дает больше оснований говорить об «опережающей волне щелочных ко понентов». Однако если учесть, что окварцевание проявляется лишь в участ развития кремнекислых пород, представляется более вероятным объясн его переотложением выщелоченного кварца по мере понижения температу во времени и пространстве. Независимо от интерпретации установленной пос довательности метасоматических реакций очевидно, что режим кислотно в описанном гидротермальном процессе не является стандартным и не мо быть объяснен с помощью представления о «кислотно-фильтрационном фекте».

Минеральные преобразования при эйситизации характеризуются поло тельным объемным эффектом, приводят к закупорке трещин и пор. В св с этим размеры ореолов эйситизации практически определяются размер растворопроводящих каналов.

Все наиболее значительные промышленные месторождения формирую в пределах крупных тектонических нарушений. Мощности зон интенсивн

дробления и трещиноватости пород достигают в них десятков и сотен метров. Соответственно и мощности зон эйситизации на промышленных месторождениях отвечают этим же значениям.

В отличие от месторождений в березитах и аргиллизитах рудные жилы для эйситов совершенно не характерны. Резко преобладает рассеянное вкрапленное и микропрожилково-вкрапленное оруденение с неконтрастными рудами. Промышленные месторождения в эйситизированных породах не могут контролироваться изолированными трещинами или относительно узкими линейными зонами, как это возможно для месторождений, сопровождающихся гидротермальной аргиллизацией и березитизацией.

В отношении поискового значения эйситизированных пород определяющими являются масштабы и интенсивность проявления эйситизации, а в пределах ее ореолов — участки развития поздних ассоциаций (кварца, карбоната, хлорита). Покраснение пород при эйситизации, высокое значение натрий-калиевого отношения, а также непременно повышенные концентрации урана в эйситизированных породах по сравнению с его концентрациями в исходных породах являются теми факторами, которые существенно облегчают картирование метасоматитов данной формации.

ФОРМАЦИЯ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ КАЛИЕВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ (ГУМБЕИТОВ)

Урановосные калиевые метасоматиты распространены ограниченно. Они сформированы в период мезозойской тектоно-магматической активизации докембрийского щита в мезозое. Магматическая деятельность в этот период проявилась в формировании многофазного субвулканического комплекса субщелочных — щелочных пород, что позволяет предполагать парагенетическую связь урановосных метасоматитов с породами данного комплекса.

Характерной особенностью урановосных калиевых метасоматитов является тенденция к образованию существенно ортоклазовых пород с примесью карбоната, кварца и пирита. Замещение кварца ортоклазом фиксируется отчетливо, что однозначно свидетельствует о щелочном характере метасоматоза.

Положение этих пород в общей систематике требует дополнительных разъяснений. Близкие по петрографическим особенностям метасоматиты были впервые описаны Д. С. Коржинским [131]. В гранитоидах повышенной щелочности вблизи шеелитоносных кварцевых жил бассейна р. Гумбейки на Южном Урале им установлены ореолы калишпатизированных пород мощностью не более нескольких десятков сантиметров. Судя по петрографическому описанию, намечается следующая зональность: кварцевый сиенит (Кв, Анд, Орт, Би, Ро, Мт) → Кв, Аб, Сер, Орт, Анк, Фл, Пи → Кв, Орт, Фл, Анк, Пи → → Кв, Орт, Анк, Пи. Метасоматиты были названы Д. С. Коржинским гумбеитами. Он параллелизует гумбеиты с березитами, считая, что устойчивость ортоклаза вместо серицита объясняется более высокой активностью калия и повышенной температурой. При удалении от массивов кварцевые жилы также встречаются, однако для них характерна уже не шеелитовая, а сульфидная минерализация, а околорудные изменения представлены березитизацией.

Накопленный опыт изучения околорудных березитов не согласуется с изложенными представлениями. Ни в одном случае не отмечено, чтобы березиты сменялись гумбеитами на глубину или при пересечении ими пород повышенной щелочности. Выдержанность формационного типа околорудных мета-

соматитов в пределах рудоносных провинций является характерной и петрогенетической особенностью. Можно утверждать, что в районах развития урановосных березитов отсутствуют гумбеиты, так же как в районе распространения низкотемпературных калиевых метасоматитов отсутствуют березиты. Возможно, в изученном Д. С. Коржинским бассейне р. Гумбейки проявились две самостоятельных разновозрастных рудно-метасоматических формации, как этоимеет место во многих других районах.

Урановосные калиевые метасоматиты, петрографически сходные с гумбеитами Д. С. Коржинского, в то же время отличаются от пих масштабом развития, геологическим положением, металлогенической специализацией, отсутствием непосредственной пространственной связи с магматическими телами. Одной из характерных особенностей урановосных калиевых метасоматитов является их приуроченность к региональным разломам в докембрийском фундаменте. Это дало основание В. А. Руднику с соавторами [258] относить гумбеиты к группе формаций зон региональных разломов докембрийского фундамента. Заметим, однако, что для других формаций этой группы характерен докембрийский возраст. Их приуроченность к региональным разломам является проявлением естественной направленности петрогенетических явлений в протерозое, выразившейся в том, что процессы регионального ультраметаморфизма сменялись более локально проявляющимися (исключительно вдоль глубинных разломов) процессами высоко- и среднетемпературного метасоматоза. Таким образом, приуроченность указанной группы формаций докембрийского возраста к региональным разломам отражает естественные соотношения различных петрогенетических процессов того времени.

Формирование урановосных калиевых метасоматитов происходило в период мезозойской тектоно-магматической активизации. Очевидно, что геологическая сущность явлений того времени принципиально отличалась от докембрийской. Иные и причины приуроченности низкотемпературных калиевых метасоматитов к региональным разломам. Они связаны, в первую очередь, с унаследованностью раствороподводящими структурными элементами мезозоя тектонических элементов протерозойского возраста. Следовательно, отнесение урановосных калиевых метасоматитов к группе формаций зон региональных разломов в большей мере подчеркивает чисто пространственную, чем петрогенетическую связь метасоматитов с разломами. Представляется поэтому правомочным относить урановосные низкотемпературные калиевые метасоматиты к группе низкотемпературных метасоматических формаций, объединяя их с гумбеитами Д. С. Коржинского. Отличительные особенности этих образований можно связывать с различием геологических обстановок формирования. Имеется, однако, у этих районов одна общая черта: в обоих случаях в районах распространения гумбеитов отмечается широкое развитие магматических образований субщелочного состава. Возможно в парагенетической связи рудоносных растворов с магматизмом повышенной щелочности заключена причина высокой активности калия в послемагматических растворах.

Урановосные гумбеизированные породы слагают сильно уплощенные тела мощностью от единиц до первых десятков метров, повторяя все изгибы древних разломов по падению и простиранию. По внешним признакам устанавливается достаточно четкий переход от внешних зон к внутренним по степени сохранности структурно-текстурных признаков, перекристаллизации кварца, изменению окраски пород. Уже при визуальных наблюдениях в строении метасоматических ореолов намечаются три зоны: внешняя, в которой сохраняются текстура и остатки минералов исходных пород, а новообразованны

Таблица 10

Метасоматическая колонка гумбеитов по кварцевым амфиболитам

Метасоматические зоны	Устойчивые парагенезисы минералов	Реакции замещения
Неизмененные породы	Пл, Амф, Кв, Мт	Пл → Аб + Сер; Амф → Дол ± Фл; Мт → Пи
Внешняя	Аб, Сер, Дол, (±Фл), Кв, Пи	
Промежуточная	Орт, Аб, Сер, Дол, Пи	Кв → Орт; Фл → Дол + Пи
Внутренняя	Орт, Дол, Пи	Аб + Сер → Орт

минералы выполняют различно ориентированные прожилки; промежуточная, в которой появляется характерная желто-бурая окраска и сохраняется небольшая часть реликтовых минералов; внутренняя, сложенная плотными мелкозернистыми темно-серыми породами — собственно ортоклазовыми метасоматитами. Мощность внутренней зоны от долей метра до 5 м. Метасоматическая зональность может быть представлена колонкой (табл. 10).

Непосредственное замещение цветных минералов доломитом (иногда совместно с флогопитом) и пиритом при отсутствии хлорита не характерно для всех других низкотемпературных формаций.

Эволюция урановорудного процесса характеризуется такой последовательностью минералообразования: гумбеизация → образование кварц-пиритовых (или доломит-пиритовых) прожилков с частичным окварцеванием (или доломитизацией) и пиритизацией → отложение браннерита → образование пострудных кварц-карбонат-флюоритовых жил и прожилков. Замещение кварца ортоклазом однозначно свидетельствует о щелочном характере растворов. Последующее частичное окварцевание гумбеитов, по всей вероятности, связано с падением температуры в пространстве и времени, вызывающей понижение растворимости кремнезема. Химизм гумбеизации в основном сводится к привносу калия, углекислоты, серы и выносу натрия и кремнезема. Магний и кальций несомненно выносятся при формировании конечных продуктов гумбеизации, однако в промежуточных и внешних зонах происходит главным образом их перераспределение.

Геохимическая специализация ураноносных гумбеитов отражает повышенную щелочность растворов при относительно высоком значении калий-натрового отношения, высокую активность карбонат-иона и сульфидной серы, подвижность титана. Характерные элементы-спутники гумбеитов — золото, серебро, мышьяк, ванадий и галлий.

ФОРМАЦИЯ СРЕДНЕТЕМПЕРАТУРНЫХ НАТРОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Формирование изученных среднетемпературных натровых метасоматитов связано с активизацией древней платформы на границе раннего и среднего протерозоя. Они относятся к группе формаций полевошпатовых метасоматитов зон региональных разломов.

Среднетемпературные натровые метасоматиты развиваются в пределах региональных разломов, характеризуются значительными масштабами проявления. Мощность метасоматических тел — десятки и сотни метров, протяженность по простиранию — первые километры.

Метасоматиты не имеют сколько-нибудь отчетливой связи с конкретными интрузивными телами. Я. Н. Белевцевым [13] урановосные метасоматиты относятся к метаморфогенным и рассматриваются как результат эволюции растворов, производивших ультраметаморфизм. Однако изучение соотношений урановосных метасоматитов с ультраметаморфическими образованиями показывает, что после ультраметаморфизма произошло формирование бластомилонитов в условиях амфиболитовой фации, затем зон милонитизации и катаклаза в условиях зеленосланцевой фации и только после этого были сформированы натровые метасоматиты. Следовательно, между ультраметаморфизмом и натровым метасоматозом имеется существенный временной разрыв. К этому надо добавить, что урановосные натровые метасоматиты не характерны для других районов развития ультраметаморфических комплексов, и потому они не могут рассматриваться как результат закономерной эволюции ультраметаморфического процесса. Следует, однако, признать, что и все другие представления об источнике альбитизирующих растворов также не являются достаточно убедительными.

Устойчивость в метасоматитах эпидота, щелочных амфиболов и пироксена, так же как и геологические условия образования, отличают метасоматиты данной формации от низкотемпературных натровых метасоматитов (эйситов). В то же время указанные формации имеют ряд общих черт: их формирование происходило в результате процессов щелочного метасоматоза, особенностью которых является отсутствие опережающей волны кислотных компонентов. Основные черты как низко- так и среднетемпературного натрового метасоматоза определялись содовым составом растворов, что обусловило заметное сходство особенностей минерального и химического состава метасоматитов и их геохимической специализации. Химизм метасоматического преобразования сводится главным образом к привносу натрия и глинозема, выносу кремнезема и калия, окислению железа. Однако существенные отличия минерального состава, указывающие на формирование метасоматитов в различных температурных условиях, не позволяют объединить их в одну формацию.

Среди среднетемпературных натровых метасоматитов можно выделить эгирин-рибекитовый, эпидот-хлоритовый и смешанный типы. Последний характеризуется развитием эгирин-рибекитовых метасоматитов в центральных частях метасоматических тел и эпидот-хлоритовых — в периферийных. В целом эпидот-хлоритовые метасоматиты преобладают в верхних частях метасоматических тел, постепенно вытесняясь книзу эгирин-рибекитовыми. В какой-то мере расположение их в пространстве напоминает форму пламени. Как показывает анализ парагенезисов, понижение температуры, активности натрия и щелочности растворов должно обусловить следующий порядок устойчивости минералов: эгирин → рибекит → хлорит. Очевидно, что при движении растворов снизу вверх должны понижаться температура (в связи с наличием температурного градиента), активность натрия и щелочность растворов (в связи с взаимодействием с породами). Следовательно, вертикальная зональность отражает естественную эволюцию растворов в пространстве.

В верхних частях метасоматических тел отмечается переотложение выщелоченного кварца с образованием «шапок окварцевания», связанных с понижением растворимости кремнезема при падении температуры [109].

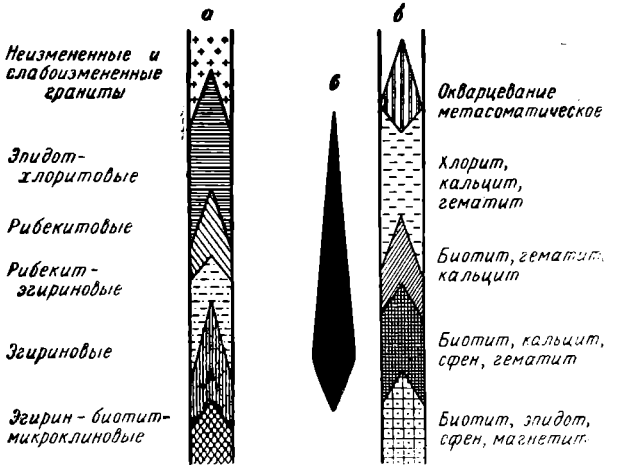


Рис. 96. Схема вертикальной зональности среднетемпературных натровых метасоматитов и положение оруденения.

а — зональность стадии натрового метасоматоза, *б* — зональность постальбититовой стадии, *в* — распределение урановой минерализации в вертикальном сечении

Признаком корневых частей метасоматических тел является устойчивость ассоциации эгирина с биотитом, альбитом и микроклином (рис. 96). Устойчивость данной ассоциации можно объяснить исходя из экспериментальных данных В. С. Балицкого и В. В. Комовой [9], которые показали, что замещению калиевого полевого шпата альбитом благоприятствует повышение температуры до 500° С. Однако при температурах выше 550° С эта тенденция нарушается, и калиевый полевой шпат сохраняет устойчивость даже при достаточно высоком отношении натрия к калию в растворах.

Если рассматривать метасоматическую формацию среднетемпературных натровых метасоматитов в целом, то в нее входят метасоматиты, образующиеся по железистым кварцитам, сланцам, гнейсам, гранитоидам и другим породам, в связи с чем общее число метасоматических фаций весьма значительно. Основная масса урановосных метасоматитов развивается по породам гранитоидного состава: гранитам, гнейсам, пегматитам и мигматитам. Эти породы несколько изменяются по составу, что определяет и фациальное разнообразие апогранитоидных метасоматитов. Для метасоматитов эгирин-рибекитового типа установлены четыре фации, которые названы в соответствии с типоморфными парагенезисами: 1) микроклин-рибекитовая, формирующаяся по породам с высоким содержанием микроклина и умеренным — кварца, 2) кварц-эгириновая, образующаяся за счет гранитоидов с относительно высоким содержанием кварца и низким — микроклина, 3) кварц-рибекитовая — за счет гранитоидов с умеренным содержанием кварца и низким — микроклина, 4) микроклин-эгириновая фация, занимающая особое место, так как формируется в условиях повышенных температуры и давления независимо от количественных соотношений породообразующих минералов в гранитоидах. Отличия фаций видны из метасоматических колонок (табл. 11).

Для эпидот-хлоритовых натровых метасоматитов характерны две фации (табл. 12).

В большинстве случаев натровый метасоматоз накладывается на зоны катаклаза, претерпевшие диафторез зеленосланцевой фации. Характерными минералами диафторитов являются кварц, альбит, микроклин, эпидот, хлорит, гематит, иногда кальцит. Если диафториты полностью замещены натровыми метасоматитами и метасоматоз частично распространяется за пределы

Таблица 11

Фации эгирин-рибекитовых метасоматитов по гранитам и гнейсам

Зона	Микроклин-рибекитовая	Кварц-эгириновая	Кварц-рибекитовая	Микроклин-эгириновая
0	Кв, Мк, Олг, Би, Мт	Кв, Мк, Олг, Би, Мт	Кв, Мк, Олг, Би, Мт	Кв, Мк, Олг, Би, Мт
1	Кв *, Мк, Аб, Риб, Гем	Кв *, Мк, Аб, Риб, Гем	Кв *, Мк, Аб, Риб, Гем	Мк, Аб, Би, Эг
2	**Аб, Мк, Риб, Гем**	Кв *, Аб, Риб, Гем	**Кв *, Аб, Риб, Гем**	Мк, Аб, Эг
3	Аб, Риб, Гем	**Кв, Аб, Эг, Гем**	Аб, Риб, Гем	Аб, Эг
4	Аб, Эг, Гем	Аб, Эг, Гем	Аб, Эг, Гем	

Жирным шрифтом выделены типоморфные парагенезисы каждой фации.

Таблица 12

Фации эпидот-хлоритовых натровых метасоматитов по гранитам и гнейсам

Зона	Микроклин-эпидотовая	Кварц-эпидотовая
0	Кв, Мк, Олг, Би, Мт	Кв, Мк, Олг, Би, Мт
1	Кв *, Мк, Аб, Хл, Эп, Гем	Кв *, Мк, Аб, Хл, Эп, Гем
2	Мк, Аб, Хл, Эп, Гем	Кв *, Аб, Эп, Хл, Гем
3	Аб, Хл, Эп, Гем	Аб, Хл, Эп, Гем

тектонических зон, то горизонтальная зональность целиком описывается приведенными колонками. Если же метасоматозом захватываются только центральные части зон диафтореза, то нулевой зоной колонки будет являться диафторит. Метасоматические колонки микроклин-рибекитовой и микроклин-эгириновой фаций в этом случае приобретают следующий вид:

0. Кв, Аб, Мк, Хл, Эп
1. Кв*, Аб, Мк, Риб, Эп
2. Аб, Мк, Риб
3. Аб, Риб
4. Аб, Эг

0. Кв, Аб, Мк, Хл, Эп
1. Кв*, Аб, Мк, Би, Эп
2. Аб, Мк, Би, Эп
3. Аб, Мк, Би, Эг
4. Аб, Мк, Эг
5. Аб, Эг.

Относительно редко встречаются метасоматиты хлорит-кальцитового типа, в которых вместо эпидота присутствует кальцит.

Урановая минерализация занимает достаточно определенное положение в вертикальном сечении метасоматического тела: рассеянные бедные концентрации в эпидот-хлоритовых метасоматитах в верхней части тел, богатые концентрации в эгирин-рибекитовых метасоматитах в центральных частях тел, отсутствие рудных концентраций в корневых частях метасоматических тел.

Главная масса рудных минералов выделяется после завершения натрового метасоматоза, причем наиболее богатые концентрации локализуются в зонах постальбититового катаклаза. Рудоотложение несомненно является естественным результатом эволюции тех же растворов, которые производили натровый метасоматоз. При отсутствии постальбититового катаклаза из защемленных поровых растворов отлагались относительно бедные рассеянные руды. Если же в альбититах возникали зоны дробления, то наиболее интенсивные

процессы минералообразования постальбититовой стадии происходили в пределах участков дробления, которые являлись зонами разгрузки растворов, в которых соответственно формировались наиболее богатые рудные концентрации. Попытки некоторых исследователей объяснить пространственную связь оруденения с альбититами благоприятными литологическими или физико-механическими свойствами последних, по нашему мнению, несостоятельны. Только с позиций неразрывной генетической связи процессов натрового метасоматоза и оруденения можно объяснить наблюдаемые природные соотношения.

В результате статистического анализа петрографических и минералогических признаков удалось установить прямую связь между урапоносностью натровых метасоматитов и относительным развитием в них альбититов (т. е. ассоциаций внутренних зон колонок), эгирин-рибекитовых ассоциаций, масштабом проявления постальбититовой (кальцит—биотит (хлорит)—гематит) стадии минерализации. Эта связь характеризует интенсивность урановорудного метасоматического процесса и может быть использована в качестве критерия оценки рудоносности различных участков.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАСОМАТИТОВ

Получение количественных данных о составе растворов, производящих метасоматическое преобразование пород, в настоящее время является трудно разрешимой задачей. Отсутствие надежных методов определения состава мельчайших газово-жидких включений в метасоматических минералах не позволяет получить достаточную информацию по этому вопросу. Однако поскольку в настоящей работе речь будет идти об особенностях формаций в целом, представляется целесообразным оценить физико-химические условия формирования урапоносных метасоматитов с самых общих позиций.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ФОРМАЦИОННЫЙ ТИП МЕТАСОМАТИТОВ

В процессе метасоматического преобразования алюмосиликатных пород глинозем ведет себя наиболее инертно по сравнению с другими петрогенными компонентами. Вследствие этого для каждой метасоматической формации характерен определенный глиноземсодержащий минерал, устойчивый во внутренней зоне: для березитов — серицит, для аргиллизитов — каолинит, для гумбеитов — ортоклаз, для эйситов и среднетемпературных натровых метасоматитов — альбит. Таким образом, факторы, определяющие поля устойчивости этих минералов, являются важными характеристиками условий образования формаций. Поля устойчивости указанных минералов определяются температурой, pH и активностью калия и натрия (рис. 97, 98).

О важной роли таких параметров, как температура и кислотность растворов, говорить не приходится. Не менее важное значение имеет концентрация калия и натрия. По этому поводу Д. С. Коржинский справедливо замечает, что эти компоненты отличаются значительной подвижностью, и их концентрация в растворах в основном зависит от глубинных источников раствора, а не от состава вмещающих пород. «Геологическая самостоятельность этого фактора видна также из того, что послемагматическое кислотное выщелачивание пород, обусловленное повышением концентрации и активности подвижных кислотных

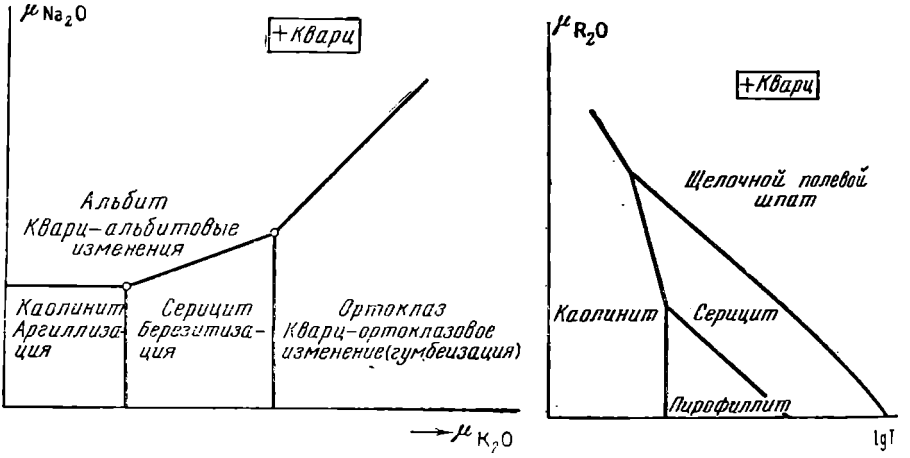


Рис. 97. Диаграмма, характеризующая зависимость состава двухминеральной зоны низкотемпературных метасоматитов от химических потенциалов калия и натрия в растворе

Рис. 98. Диаграмма зависимости парагенезисов внутренних зон околожильных метасоматитов от температуры и химических потенциалов щелочей

компонентов, может протекать не только при низкой, но в некоторых случаях и при повышенной щелочнометальности растворов» [135, с. 16].

С целью проанализировать относительное влияние различных параметров автором совместно с О. В. Андреевой проведены термодинамические расчеты (рис. 99). В результате анализа имеющихся в справочниках термодинамических констант выяснилось, что данные по значениям стандартной свободной энергии мусковита и каолинита очень неточные. В связи с этим они были рассчитаны из уточненной диаграммы равновесий в системе KCl—HCl—Al_2O_3—SiO_2—H_2O, экспериментально изученной И. П. Ивановым с соавторами [9]. Анализ диаграммы позволяет сделать следующие выводы.

1. Формированию аргиллизитов благоприятствуют пониженные значения температуры, pH и активности калия в растворах. При температуре 200° аргиллизация возможна при значениях pH < 5, а вероятнее всего даже $<$ В близнейтральной области аргиллизация может протекать лишь при температуре около 100° С и то при крайне низких значениях концентрации калия в растворах. Этот вывод вытекает и из анализа диаграммы И. П. Иванова [9]. Таким образом, можно утверждать, что аргиллизация пород происходит лишь в кислой обстановке (pH < 3) при 250° С, умеренно кислой (pH $= 4$) при 150—200° С и слабо кислой (pH $= 4$—5) при 100—150° С.

2. Березитизации благоприятствует повышение температуры и щелочности растворов. Наиболее реальными значениями параметров при образовании березитов является область температур 250—330° С при слабо кислых значениях pH (3,5—5,5). Важно тем не менее подчеркнуть, что березитизация является типичным процессом кислотного выщелачивания. Так, происходящая с увеличением пористости реакция замещения альбита серицитом и кварцем имеет следующий вид:

$$3NaAlSi_3O_8 + K^+ + 2H^+ = KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 6SiO_2 + 3Na^+.$$

Как видим, на каждый атом привнесенного калия выносится три атома натрия, а повышенная кислотность раствора благоприятствует прохождению

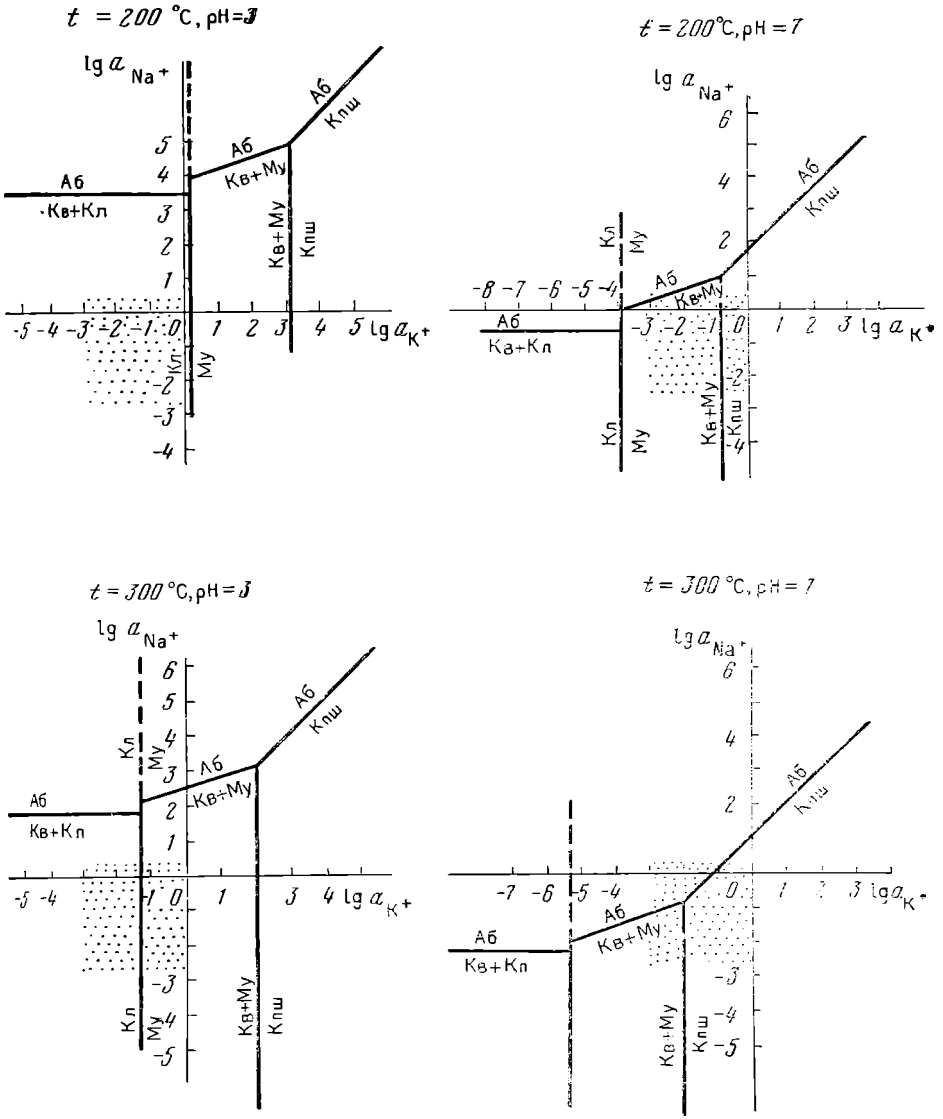


Рис. 99. Зависимость устойчивости каолинита, серицита, альбита и калиевого полевого шпата от активностей ионов калия и натрия.

Точками показаны возможные предельные значения логарифмов активностей ионов калия и натрия в гидротермальных растворах

реакции слева направо. В породах, содержащих существенное количество калиевого полевого шпата, березитизация происходит не с привносом, а с выносом калия, в чем легко убедиться, сопоставляя анализы неизмененных и березитизированных гранитов, липаритов и других пород, и что с очевидностью вытекает из реакции замещения калиевого полевого шпата серицитом и кварцем.

При березитизации пород повышенной основности устанавливается вынос кремнезема, что, казалось бы, противоречит точке зрения о кислотном

характере процесса. Вынос кремнезема виден, например, из следующей реакц

$$(Ca,\ Mg)Si_2O_6 + 2HCO_3^- = (Ca,\ Mg)\ (CO_3)_2 + 2HSiO_3^-.$$

В данном случае мы имеем типичное вытеснение кремниевой кисл угольной, причем первая по кислотным свойствам более слабая и, следо тельно, приведенная реакция является выражением кислотного выщел вания.

Можно грубо оценить pH березитизирующих растворов из эксперим тальной диаграммы И. П. Иванова [96]. Для этого достаточно задаться ре ными пределами концентраций калия в растворах. В газово-жидких вкл ниях из гидротермальных минералов предел концентраций калия от до 1 моль/л. Соответственно pH березитизирующих растворов при темпера 300° С должно находиться в пределах от 2 до 4,8 со средним значением при 250° С — от 2,4 до 5,4 со средним значением 4. Следовательно, для бер тизации наиболее вероятной является умеренно кислая обстановка.

3. Формирование низкотемпературных натровых метасоматитов — эйси в кислой и умеренно кислой области нереально. Учитывая, что pH нейтраль растворов при 250° С равен 5,6, можно утверждать, что эйситы должны фо роваться только в щелочной области — при pH > 7. В слабощелочной об новке формирование эйситов возможно лишь при максимально допусти концентрациях натрия, составляющих более 1 моль/л. Наиболее вероятны чения pH 8—10.

4. Для понимания условий образования эйситов и гумбеитов боль значение имеет реакция альбит $\rightleftarrows$ калиевый полевой шпат, которая в пер очередь зависит от соотношения активностей калия и натрия. Согласно ра там О. В. Андреевой и автора, замещение калиевого полевого шпата альби будет происходить лишь в том случае, если активная концентрация и натрия будет превышать таковую калия при температуре 200° С в 60 раз, а 300° С — в 12 раз. В. А. Барсуков с соавторами [316] пришли к выводу, для осуществления реакции отношение a_{Na^+}/a_{K^+} в растворах должно быть в 20. Расчеты И. П. Щербань [346] показали, что эти отношения при 100, и 300° С равны соответственно 126, 28 и 10. Согласно экспериментам В. С. лицкого и В. В. Комовой [9], при температурах 300, 400 и 500° С эти отн ния соответственно равны 8, 6 и 3. Из сказанного вытекают два важных с ствия:

1. При наложении эйситизирующих растворов на породы, богатые ка вым полевым шпатом, альбитизация может происходить лишь в усло интенсивной циркуляции растворов и при очень резком преобладании н натрия над калием, значительно превышающим равновесие. В противном чае взаимодействие с породами неизбежно приведет к уменьшению отнош a_{Na^+}/a_{K^+} и прекращению реакций альбитизации калиевого полевого ш Видимо, распространение на отдельных месторождениях альбит-микрокл вых метасоматитов в участках наложения процесса на богатые калиевым левым шпатом граниты может быть объяснено этим обстоятельством.

2. При понижении температуры растворов неизбежно должна возни тенденция к прекращению реакций замещения калиевого полевого ш альбитом и даже смене их на противоположные.

В условиях реальных значений активной концентрации калия в рас рах ($1—10^{-2}$ моль/л) гумбеизация должна происходить при значениях pH > (см. рис. 99), т. е. в слабощелочной и щелочной областях. Реакции взаимоз щений минералов, в частности замещение кварца ортоклазом, однозначно

детельствуют о щелочном характере процесса. Следует отметить, что данные Дж. Хемли [394] в большей мере согласуются с термодинамическими расчетами, чем результаты И. П. Иванова [96]. При изучении гумбеитов установлено, что ни подкисление растворов при их взаимодействии с вмещающими породами, ни падение температуры во времени не приводят к смене реакций ортоклазизации мусковитизацией. Следовательно, приходится допускать, что щелочность гумбеизирующих растворов существенно превышала значения, близкие к равновесию калиевого полевого шпата и мусковита. Поэтому значения pH растворов выше 6 при достаточно высоких концентрациях в них калия (10^{-1}—1 моль/л) для гумбеизации представляются наиболее вероятными.

О ВОЗМОЖНЫХ ЗНАЧЕНИЯХ ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНОГО ПОТЕНЦИАЛА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ УРАНОНОСНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

В настоящее время можно наметить лишь весьма приближенные и широкие пределы возможных значений Eh, которые характеризуют гидротермальные условия вообще. Расчеты возможных предельных значений гидротермальных растворов, проведенные автором [225] для 250° С, позволили вывести следующее уравнение: $Eh_{250°} = 0{,}151 \pm 0{,}057—0{,}104$ pH. При выводе его сделано допущение, что сумма активности растворенной серы изменяется в пределах 0,005—0,2 моля/л. Эти пределы получены в результате анализа литературных данных по составу газово-жидких включений в гидротермальных минералах. Результаты расчетов показаны на диаграмме (рис. 100).

Для оценки возможных значений Eh при образовании уранопосных метасоматических формаций данная диаграмма представляет интерес в том отношении, что в околорудных метасоматитах обычно проявлены сульфиды и окислы железа вместе или по отдельности. Часто наблюдающаяся смена во времени сульфидов железа окислами и наоборот показывает, что Eh растворов во многих случаях находился в пределах, близких к равновесию этих минералов.

Аргиллизация пород, как правило, сопровождается образованием пирита, однако в последующие стадии минерализации (например, при образовании карбонатных жил) часто устанавливается гематитизация пород. При реальных для аргиллизации значениях pH растворов и температур наиболее вероятны значения Eh от −0,2 до—0,3В. Аналогичные значения получаются и для березитизации

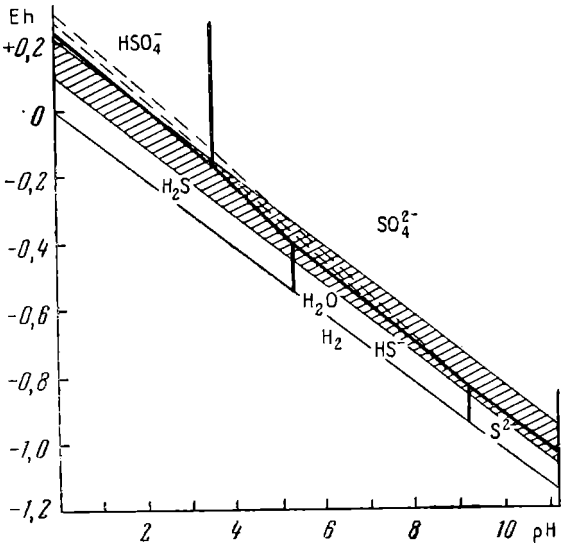


Рис. 100. Расположение полей преобладания серосодержащих компонентов в воде при 250° С.

Заштрихована область возможных предельных значений Eh для большинства гидротермальных растворов. Штриховые линии — изолинии равновесия гематит — пирит (верхняя — для суммы активности растворенной серы, равной 0,005 моль/л, нижняя — то же, 0,2 моль/л)

тизирующих растворов. Эйситизация пород всегда сопровождается их изм нением, обусловленным образованием гематитовой пыли. Лишь в собств рудную стадию совместно с урановой смолкой начинает отлагаться пи Следовательно, в целом окислительный потенциал для данного процесса в линии равновесия гематита и пирита. При pH, равных 8—9, значения должны располагаться выше —0,7В.

Важно подчеркнуть огромное влияние щелочности растворов на окис тельно-восстановительные реакции, что специально рассматривалось Д. С. жинским [131]. Процесс гумбеизации характеризуется связыванием же в пирит. Следовательно, для pH 6—7 значения Eh должны находиться в делах от —0,5 до —0,6 В. Отсутствие гематитизации в гумбеитах, очеви свидетельствует в пользу более высокой кислотности гумбеизирующих ра ров, чем при образовании низко- и среднетемпературных натровых ме матитов.

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ УРАНОНОСНЫХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Сопоставление понятий «низко-, средне- и высокотемпературные» отношению к рудным месторождениям, метасоматическим и метаморфиче породам. Согласно схеме, предложенной В. Линдгреном и принятой боль ством геологов-рудников, гидротермальные месторождения подразделя на низкотемпературные (<200° С), среднетемпературные (200—300° С) и вы температурные (300—500° С). Несмотря на условный характер указан пределов температур [161], данная группировка прочно вошла в отечестве и зарубежную литературу.

Формирование околорудных метасоматитов происходит в предру стадию процессов при температурах, на 50—60° С превышающих темпера при рудоотложении. Естественно, что приняв указанные температурные делы для группировки околорудных метасоматитов и руд, мы бы не доби соответствия, так как во многих случаях околорудный метасоматит оказ бы в более высокотемпературной категории, чем оруденение. Есть, одн значительно более веские причины, не позволяющие принять для группир метасоматитов указанные температурные интервалы. Дело в том что учение тасоматитах, с одной стороны, связано с учением о рудных месторожден а с другой — с учением о метаморфических фациях.

Используя различные геологические термометры, установленные на ос глубокого изучения влияния температуры и давления на равновесия минер [242, 183], исследователи дали количественную характеристику темпера ных пределов устойчивости типоморфных парагенезисов. Не вдаваясь в де проблемы, отметим, что в учении о метаморфических породах к высокотем турным отнесены фации, формирующиеся при температуре выше 60 к среднетемпературным — в пределах 500—600° С и низкотемператур 500—200° С [183]. Любой метасоматический раствор, взаимодействуя с вме ющей породой и приходя с ней в равновесие в отношении состава, неизбе производит во внешних зонах чисто метаморфические реакции, характер в рых определяется главным образом температурой и давлением. Это обстоя ство дало возможность исследователям использовать для метасоматитов тот принцип, что и при выделении метаморфических фаций. Так, критериями отнесения метасоматитов к низкотемпературным принято считать неустой вость силикатов кальция — эпидота, пренита, актинолита, тремолита, при устойчивой становится ассоциация любых карбонатов с кварцем [131]. В ка

нийсодержащих среднетемпературных метасоматитах всегда присутствует эпидот, в то время как низкотемпературные метасоматиты характеризуются парагенезисом карбоната с альбитом и (или) ортоклазом и карбоната с серицитом или каолинитом и кварцем [86]. Во внешних зонах метасоматических ореолов деанортизация плагиоклаза в среднетемпературных условиях происходит с образованием альбита и эпидота, а в низкотемпературных — альбита, серицита (или каолинита) и кальцита. Следовательно, в качестве границы, разделяющей низко- и среднетемпературные метасоматиты, приняты типоморфные реакции, так же как это имеет место в учении о метаморфических фациях. То же можно сказать и о границе средне- и высокотемпературных метасоматитов. Количественная оценка температурных условий формирования метасоматитов опирается как на термометрические данные, так и на геологические термометры. Анализ и сопоставление этих данных позволяют заключить, что метасоматиты, формирующиеся ниже 350° С, попадают в разряд низкотемпературных, в интервале 350—450° С — среднетемпературных и выше 450° С — высокотемпературных.

Из сказанного очевидно, что причины отнесения метасоматитов и руд одного месторождения к различным температурным категориям связаны в первую очередь с тем, что принятые специалистами температурные диапазоны существенно отличаются. Для группировки месторождений наиболее рациональными являются диапазоны, принятые геологами-рудниками; для группировки же метасоматитов они явно не подходят. Вряд ли имеет смысл спорить и доказывать меру обоснованности различных подходов. Принятые группировки так прочно устоялись, вошли в различные классификации и мировую литературу, что без нарушения основ учения о рудных месторождениях или учения о метасоматических и метаморфических процессах унифицировать значение понятий представляется невозможным. Приходится поэтому признать, что понятия «низко-, средне- и высокотемпературный» становятся определенными лишь в том случае, если указаны образования, к которым они относятся: руды, метасоматиты или метаморфические породы, — ибо для каждого из объектов исследования они подразумевают различные диапазоны температур.

Оценка наиболее вероятных значений температур образования урановосных околорудных метасоматитов. По отношению к околорудным метасоматитам использовать метод гомогенизации газово-жидких включений удается очень редко из-за отсутствия относительно крупных включений. Однако этот метод применим для определения температур образования наиболее ранних жил, которые хотя и образуются несколько позже метасоматитов, но наиболее близки к ним по времени формирования. Так как процесс минералообразования от ранних стадий к поздним всегда характеризуется снижением температуры, такого рода данные могут быть использованы для определения нижней температурной границы метасоматитов. Так, на месторождениях, характеризующихся березитизацией вмещающих пород, в наиболее раннюю стадию обычно образуются кварцевые жилы, которые близки по времени формирования с процессом березитизации. Судя по многочисленным данным, температуры образования таких жил на золоторудных и свинцово-цинковых месторождениях 200—300° С. Для урановых месторождений результаты исследований А. В. Тимофеева позволяют ограничить нижний температурный предел березитизации 220° С. Соответствующие данные имеются также по месторождениям, приуроченным к другим формациям.

Экспериментальные данные по минеральным равновесиям в системах $KCl(NaCl)—HCl—Al_2O_3—SiO_2—H_2O$ могут быть использованы для суждения

о вероятных температурных пределах формирования метасоматических фор ций. Из этих данных определенно может быть получена лишь верхняя тем ратурная граница аргиллизации, определяемая реакцией каолинит → пи филлит при температуре 190° С [96]. То же можно сказать о данных по синт минералов и экспериментальному моделированию метасоматических колон

Методы декрепитации на термофонических установках дают весьма про воречивые, во многих случаях завышенные данные и могут рассматривать лишь в качестве дополнительных.

Наиболее перспективным для изучения температур образования околор ных метасоматитов является их исследование на термобарофонической ус новке, созданной Ю. Н. Пашковым. Этот метод позволяет ограничивать обла температур, в которой шумовые эффекты сопровождаются выделением газо фазы, т. е. область истинных температур декрепитации газово-жидких вк чений. Единичные замеры, выполненные на этой установке для урановос березитов и эйситов, дают основание за начало растрескивания включен для первых принять температуру 280° С, а для вторых 260° С.

При определении вероятных температурных условий образования или иной формации необходимо учитывать результаты, имеющиеся по дру метасоматическим формациям. Так, многочисленные и представительные д ные по температурам образования грейзенов позволяют уверенно огранич верхний температурный предел березитов 350° С, так как выше этой темпе туры мы неизбежно попадаем в область грейзенообразования.

Автор не считает возможным детально обосновывать значения температ принятых для хорошо изученных метасоматических формаций, это потребов бы изложения очень многих дополнительных данных. Целесообразно оста виться лишь на температурных условиях эйситизации, в связи с тем что формация практически не описывалась, а данные по температурам образова никем не суммировались.

С. Робинсон [435] указывает, что начало массового растрескивания вк чений в кварце и кальците, ассоциирующих со смолкой, начинается ок 250° С. По данным Г. А. Лисицыной и А. Г. Пальмовой, растрескива включений в кварце из кварц-альбитовых прожилков, сопровождающих ситы, начинается при температуре 220—240° С. В анкеритах из наложен на эйситы жил и прожилков анкеритовой стадии массовое растрескива включений начинается в интервале 180—220° С, в коффините при 230° в пиритах 190—230° С. Определения температур декрепитации включен в альбите и апатите дали интервалы 250—280° С. Температура гомогенизац включений в альбитах из околорудных пород месторождения, описанно В. Л. Барсуковым с соавторами [316], находится в интервале 230—238° кальцита 230—237° С, а температура декрепитации включений в альб равна 240° С. Даже относясь с большой осторожностью к материалам по тем ратурам декрепитации, можно тем не менее достаточно достоверно огранич температурный интервал эйситизации пределом 220—280° С с оптимальны значениями 230—260° С.

Конечные результаты анализа по условиям образования урановос метасоматических формаций суммированы в табл. 13.

Подводя итоги изложенному, можно сделать следующие выводы:

1. На гидротермальных месторождениях урана наиболее значитель по масштабам изменения вмещающих пород, определяющие главнейшие фо мационные черты метасоматитов, связаны с предрудной стадией урановору ного процесса.

Таблица 13

Наиболее вероятные значения физико-химических параметров образования урановосных метасоматических формаций

Метасоматическая формация	Предельные значения			Наиболее вероятные средние значения		
	t, °С	pH	Eh, В	t, °С	pH	Eh, В
Аргиллизиты						
Жильные месторождения	150—280	2—4	—0,2 ÷ —0,3	200	3,5	—0,25
Пластообразные месторождения	100—200	3—5		160	4,5	
Березиты	250—330	3,5—5,5	—0,2 ÷ —0,36	290	4	—0,25
Низкотемпературные натровые метасоматиты (эйситы)	220—280	8—10	—0,7 ÷ —0,8	250	9	—0,75
Низкотемпературные калиевые метасоматиты (гумбеиты)	280—350	6—8	—0,5 ÷ —0,6	320	7	—0,55
Среднетемпературные натровые метасоматиты	300—450	8—10	?	380	9	?

2. Выделено пять урановосных метасоматических формаций: гидротермальных аргиллизитов, березитов, низкотемпературных натровых метасоматитов (эйситов), низкотемпературных калиевых метасоматитов (гумбеитов) и среднетемпературных натровых метасоматитов.

3. Каждая формация характеризуется совокупностью петрогенетических особенностей, которые выдерживаются в пределах крупных урановосных провинций. Этот факт свидетельствует о том, что главнейшие особенности околорудных метасоматитов связаны не с локальными причинами, а обусловлены глубинными явлениями.

4. Формационные черты околорудных метасоматитов определяются в основном спецификой растворов (состав, pH, Eh, температура), фациальные особенности — в первую очередь составом вмещающих пород.

5. Наиболее распространенным типом околорудного изменения на урановых месторождениях является аргиллизация. Целесообразно выделять четыре типа околорудных аргиллизитов: на типично жильных гидротермальных месторождениях, на месторождениях в вулканогенных породах, претерпевших поствулканические изменения, на пластообразных месторождениях в неметаморфизованных песчаниках (месторождения типа Колорадского плато) и на месторождениях в черных сланцах. О генезисе двух последних типов нет единого мнения. Данные изучения околорудных аргиллизитов в большей мере свидетельствуют в пользу гидротермального их генезиса.

6. Аргиллизация и березитизация являются типичными процессами кислотного выщелачивания, эйситизация, гумбеизация и среднетемпературный натровый метасоматоз — процессами щелочного метасоматоза.

7. Наиболее реальными значениями температуры и pH растворов для различных процессов являются: аргиллизация t 100—250° С, pH 2—5; березитизация t 250—330° С, pH 3,5—5,5; эйситизация t 220—280° С, pH 8—9; гумбеизация t 280—350° С, pH 6—8; среднетемпературный натровый метасоматоз t 300—500° С, pH 8—10.

ЭВОЛЮЦИЯ УРАНОНОСНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ В ПРОЦЕССЕ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В любом урановорудном гидротермальном процессе можно выделить ряд тесно генетически взаимосвязанных стадий минерализации. По масштабам проявления основным результатом этого процесса несомненно является метасоматическое преобразование пород, происходящее в предрудную стадию. Именно в эту стадию определяются главнейшие формационные особенности околорудных ураноносных метасоматитов. Выдержанность формационных типов околорудных метасоматитов в пределах крупных ураноносных провинций показывает, что их основные черты связаны не с локальными причинами, а обусловлены спецификой петрогенетических процессов, свойственных рудоносной провинции в целом [224]. В связи с этим вполне правомочна попытка анализа взаимосвязи формационных типов ураноносных метасоматитов с геологическим строением рудоносных областей и их эволюции в процессе развития земной коры.

Ураноносные метасоматиты впервые появляются в конце раннего протерозоя (2,0—1,9 млрд. лет) и образуются в связи с процессами тектоно-ультраметагенной активизации эпиархейских протоплатформенных блоков фундамента древних платформ, для которых характерны развитие глубинных разломов и ультраметаморфизм. Метасоматиты локализуются непосредственно в зонах глубинных разломов, часто ограничивающих блоки ранней (архейской) консолидации, в участках широкого распространения в них жильных тел пегматоидных и аплит-пегматоидных гранитов. Характерной особенностью метасоматитов является широкое развитие микроклина с четко выраженной тенденцией к образованию во внутренних зонах биотит-микроклиновых пород.

Рудная минерализация, сопряженная с калиевыми метасоматитами, представлена торийсодержащими уранинитом, давидитом, редкоземельными минералами иттриевой группы, а также молибденитом и флюоритом. Наиболее характерными особенностями метасоматитов этого типа являются:

1) пространственная, временная и, возможно, генетическая связь их с глубинным ультраметаморфическим (интрузивно-анатектическим) комплексом калиевых гранитов, наиболее поздним членом которого являются жильные тела пегматоидных гранитов зон глубинных разломов, что позволяет их рассматривать как постультраметаморфические (послемагматические) образования;

2) формирование метасоматитов происходило в зонах глубинных разломов за счет гнейсов, мигматитов и пегматоидных гранитов после проявления в пределах этих зон метаморфизма альмандин-амфиболитовой фации, приведшего к образованию бластомилонитов, но до проявления дислокационного метаморфизма зеленосланцевой фации;

3) относительно высокая температура образования метасоматитов, превышающая 400° С.

Процесс образования высокотемпературных калиевых метасоматитов происходил в специфической геологической обстановке, свойственной ранним этапам формирования земной коры. Эта обстановка характеризовалась относительно высокой подвижностью древнейших платформенных блоков, формированием складчатости, проявлением интенсивного гранитоидного магматизма (ультраметаморфизма). Отсутствие четко выраженной этапности развития, а соответственно и полного набора осадочных и магматических формаций существенно отличает раннепротерозойские метасоматические образования от тако-

вых, свойственных геосинклинальным системам фанерозоя. Вместе с тем высокотемпературные урановосные калиевые метасоматиты образуются в заключительный этап развития древних платформ, в условиях, когда они достигают определенной зрелости, устанавливаемой: 1) по ярко выраженному гетерогенному блоковому строению фундамента, расчлененного на древнейшие протоплатформенные блоки с различным временем их консолидации и разновозрастные подвижные зоны; 2) по многократно и разнообразно проявленному магматизму, в том числе субщелочному гранитоидному; 3) по оформлению широкой сети глубинных разломов, претерпевших к моменту формирования урановосных метасоматитов достаточно длительный и сложный процесс развития.

В среднем протерозое урановосные метасоматиты образуются в процессе последующей тектоно-магматической активизации древних платформ, уже вступивших в новый, так называемый платформенно-геосинклинальный период развития [236, 264]. Отмечены две урановосные метасоматические формации этого возраста: среднетемпературные натровые метасоматиты и низкотемпературные натровые метасоматиты (эйситы).

Метасоматиты обеих формаций формируются под воздействием щелочных гидрокарбонатно-натровых растворов, что определяет значительную близость их минералого-геохимических черт. Принципиальным отличием среднетемпературных натровых метасоматитов является устойчивость парагенезиса альбита с эгирином и (или) рибекитом или альбита с эпидотом, в то время как для эйситов характерен парагенезис альбита с хлоритом и (или) карбонатом.

Рудная минерализация в среднетемпературных натровых метасоматитах представлена преимущественно титанатами, в меньшей мере силикатами и окислами урана. В эйситах среднепротерозойского возраста основное значение среди рудных минералов имеет настуран.

Урановосные натровые метасоматиты среднепротерозойского возраста отличаются от раннепротерозойских калиевых метасоматитов следующими особенностями:

1) они образованы в условиях так называемого геосинклинально-платформенного типа развития земной коры континентов и существования в пределах последних таких жестких консолидированных тектонических элементов, как древние платформы;

2) образование метасоматитов связано с тектоно-магматической активизацией древних платформ и тесно сопряжено во времени с формированием наложенных тектонических впадин, выполненных осадочными и вулканогенно-осадочными породами;

3) натровые метасоматиты не обнаруживают пространственной связи с магматическими породами того или иного типа; по времени они наиболее близки к гипабиссальным магматическим комплексам рапакиви (гранитоиды и основные породы) и щелочным породам, формирование которых также является следствием тектоно-магматической активизации.

4) образование урановосных метасоматитов происходило в зонах разломов после метаморфизма зеленосланцевой фации в условиях гипабиссальных глубин, где проявлены хрупкие деформации.

В палеозое урановосные метасоматиты формируются главным образом в пределах каледонских и меньше герцинских складчатых областей, развитых на докембрийском основании. Они представлены двумя формациями: низкотемпературными натровыми метасоматитами (эйситами) и березитами.

Эйситы в складчатых областях развиты в пределах срединных массивов и их обрамления, контролируются зонами глубинных разломов, локализуясь в основном в образованиях среднего, в меньшей мере верхнего ярусов геосинклинального этажа, а также в породах фундамента. Пространственно, а возможно и парагенетически они связаны с гранитоидными интрузивами.

По минералого-геохимическим особенностям урапоносные эйситы палеозоя отличаются от среднепротерозойских большим разнообразием минеральных фаций. Кроме существенно альбитовых метасоматитов с карбонатом и (или) хлоритом в породах, богатых кальцием, местами формируются альбит-апатитовые, а по известнякам существенно апатитовые метасоматиты. Соответственно урановая минерализация в алюмосиликатных породах представлена преимущественно настураном, а в известняках урансодержащим фторапатитом. На отдельных месторождениях существенное значение приобретают силикаты и титанаты урана, урансодержащий метациркон (аршиновит), а также молибденит.

В отличие от эйситов, урапоносные березиты представляют собой типичные продукты кислотного выщелачивания, характеризующиеся четко выраженной тенденцией к образованию кварц-серицитовой ассоциации. Они также тяготеют к зонам глубинных разломов, контролируясь, однако, не только самими разломами, но и связанными с ними более мелкими разрывными нарушениями. В одних районах березиты локализуются в вулканогенных депрессиях и поясах наземного (континентального) вулканизма с преимущественным развитием вулканогенных пород кислого, в меньшей мере среднего состава, в других — вблизи крупных массивов гранитов, часто непосредственно в зоне экзоконтакта. Проявления урапоносных березитов располагаются в образованиях среднего яруса геосинклинального этажа, лишь частично выходя в породы верхнего яруса и кристаллические сланцы фундамента.

Практически единственным рудным минералом урапоносных березитов является урановая смолка. Разнообразные сульфиды сопутствуют ей, но не имеют самостоятельного промышленного значения. От березитов золоторудных, полиметаллических, сурьмяных и флюоритовых месторождений урапоносные березиты отличаются рядом признаков, указывающих на их относительную низкотемпературность. Очевидно, они являются наиболее низкотемпературной фацией данной формации.

Эйситы и березиты несомненно формируются в постгеосинклинальный период после вулканогенно-осадочных орогенных отложений и близко по времени к образованию красноцветных моласс. Соответственно урапоносные эйситы и березиты палеозойского возраста рассматриваются как образования, сформированные на заключительном этапе орогенного периода геосинклинального развития или в период ранней активизации.

Таким образом, общими особенностями урапоносных метасоматитов палеозоя являются их приуроченность к складчатым областям, формировавшимся на докембрийской земной коре, малоглубинные и низкотемпературные условия образования, полиформационность, парагенетическая связь с различными пространственно и структурно разобщенными магматическими комплексами. Эти особенности обусловлены спецификой геологического развития земной коры в палеозое: формированием типичных геосинклинальных систем с многоэтапным, в том числе орогенным развитием, резкой тектонической дифференциацией складчатых областей на тектонические элементы (срединные массивы, интрагеоантиклинальные поднятия и интрагеосинклинальные прогибы) с различным характером тектонических и магматических процессов в их пределах.

Эти причины и определили возможность образования ураноносных формаций, резко различающихся по минералого-геохимическим особенностям.

В мезо-кайнозое ураноносные метасоматиты образуются в процессе тектоно-магматической активизации древних платформ (их щитов) и молодых эпипалеозойских платформ (областей завершенной складчатости). Они представлены также двумя низкотемпературными типами: калиевыми метасоматитами (гумбеитами) и аргиллизитами с подтипом кварц-гидрослюдистых метасоматитов.

Низкотемпературные калиевые (пирит-карбонат-ортоклазовые) метасоматиты развиты в зонах региональных внутренних разломов кристаллического фундамента докембрийских щитов и тесно пространственно и парагенетически связаны с многофазным субвулканическим комплексом щелочноземельных — щелочных пород.

Аргиллизиты характерны как для стратиформных, так и для типично жильных месторождений. Первые залегают в слоистых существенно осадочных, иногда вулканогенно-осадочных толщах осадочного чехла или в наложенных эрозионно-тектонических впадинах, развитых на складчатом палеозойском фундаменте; вторые — в складчатом и гранитном палеозойском фундаменте и в перекрывающих его образованиях вулканогенных депрессий. И те, и другие пространственно, во времени и, по-видимому, парагенетически связаны с этими вулканогенными комплексами пород андезит-липаритовой формации.

Общими особенностями ураноносных метасоматитов мезо-кайнозойского возраста являются: их образование в связи с процессами широко проявленной тектоно-магматической активизации земной коры континентов, захватывающими области как древнейшей (докембрийские щиты), так и поздней (палеозойской) консолидации; формирование на самых приповерхностных уровнях в условиях широкого развития брекчий и жильного выполнения открытых полостей; тесная пространственная, временная и, вероятно, парагенетическая связь с приповерхностным магматизмом и вулканизмом; низкотемпературные парагенетические минеральные ассоциации.

Обзор особенностей геологической позиции, места в истории развития рудоносных областей, характера связи с магматизмом охарактеризованных формаций ураноносных метасоматитов показывает:

1) процесс развития земной коры сопровождается закономерной сменой формационных типов ураноносных метасоматитов;

2) каждый формационный тип образуется в определенный этап развития земной коры. Только низкотемпературные натровые метасоматиты (эйситы) представляют исключение из этого правила, формируясь со среднего протерозоя до позднего палеозоя. В отношении данной формации эволюция выражается в изменении фациальных особенностей метасоматитов;

3) в целом можно говорить о тенденции к снижению температурных условий формирования метасоматитов от древних эпох к более молодым, уменьшению глубинности, возрастанию кислотности растворов. Несколько нарушают отмеченную тенденцию ураноносные гумбеиты, формирующиеся в специфической геологической обстановке;

4) от более древних эпох к молодым намечается уменьшение глубинности магматических комплексов, с которыми пространственно и во времени (а возможно, и парагенетически) связано образование метасоматитов.

Отмеченные тенденции эволюции ураноносных метасоматитов, очевидно, обусловлены необратимым характером развития земной коры: ее возникновением, тектонической дифференциацией на блоки с различным типом развития,

консолидацией и последующими процессами неоднократной перераб
и регенерации консолидированных областей с возникновением молодых скл
чатых областей, также подвергшихся консолидации, и областей тектоно-м
матической активизации. Эти общие тенденции эволюции выражены по-р
ному на урановых месторождениях, залегающих в различных геотектоничес
элементах земной коры — в пределах древних платформ, фанерозойских скл
чатых областей и областей тектоно-магматической активизации. Именно эт
отличиями строения и геологического развития геотектонических элеме
земной коры, а также временем рудообразования, по-видимому, и опр
ляется формационный тип урановосных метасоматитов. Этот общий вывод, ве
ятно, может быть использован для нацеливания поисковых работ в райо
с различным типом геотектонического режима развития на обнаружение в
пределах наиболее свойственных им (характерных для них) типов урановос
метасоматитов и связанных с ними месторождений. В известной мере он мо
быть использован и для решения обратной задачи: для приблизительн
определения возраста уранового рудообразования (урановорудной эпо
на конкретных объектах по типу формации урановосных метасоматитов.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Среди урановых месторождений, как уже говорилось, главное промыш
ное значение имеют гидротермальные. Скопления урановых и урансодержа
минералов в магматических и карбонатитовых месторождениях промыш
ного значения не приобрели, а пегматитовые и контактово-метасоматичес
имеют небольшие масштабы или представлены бедными рудами, отработка к
рых в настоящее время не экономична [41, 300, 415, 184, 4]. Среди гидро
мальных урановых месторождений по температуре кристаллизации продук
ных минеральных ассоциаций выделяются высокотемпературные и сре
низкотемпературные, а по составу — редкоземельно-торий-урановые, ура
титановые, урано-циркониевые, урано-фосфорные и собственно урано

ХАРАКТЕРИСТИКА УРАНОВОРУДНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ТИПО

Редкоземельно-торий-урановый минеральный тип. Развит он в высоко
пературных урановых месторождениях, которые обычно обладают сложн
минеральным составом. Для него характерно постоянное нахождение в ру
ториевых, урано-ториевых, а в отдельных случаях также урановых минера
как правило, образующих вкрапленные или прожилково-вкрапленные ру
Среди них особенно широко распространены урансодержащий торит, ура
рит, реже ураноторианит. Урановые минералы в основном представлены у
нинитом, а также настураном и коффинитом. Кроме того, в рудах присутств
циртолит, ортит, монацит, сфен и другие минералы.

Рассматриваемый минеральный тип включает парагенетические ассоц
ции, возникшие в несколько стадий минерализации. В составе парагенети
ских ассоциаций ранних стадий, как правило, развиты высокотемпературн
силикаты (турмалин, ортоклаз, альбит, различные слюды и др.), а поздних
минералы, образованные при средних и низких температурах (сульфи
карбонаты, барит, флюорит и др.). По мере развития процесса минералоо
жения редкоземельно-торий-урановые минералы сменяются торий-урановы
и собственно урановыми, содержащими небольшое количество тория (ура

нит), а в поздние стадии выделяются бесториевые урановые минералы (настуран, коффинит).

Редкоземельно-торий-урановый минеральный тип развит в различной геологической обстановке. Наиболее интересными в промышленном отношении являются месторождения, относимые одними исследователями к пегматитам [141, 323, 68], другими — к высокотемпературным гидротермальным образованиям, наложенным на пегматиты [300]. В них главным радиоактивным минералом является уранинит, содержащий повышенное количество тория, редких земель и до 20% свинца. Характеризуемый минеральный тип выявлен только на древних кристаллических щитах, в областях интенсивного развития процессов ультраметаморфизма (см. гл. 1, месторождения класса А).

В рудах этих месторождений в основном развиты крупнокристаллический калиевый полевой шпат, слюды, пироксены, темный кварц, флюорит, карбонаты, а в некоторых канадских месторождениях ангидрит. Постоянно отмечаются крупночешуйчатый молибденит, галенит, а в ничтожных количествах и не всегда ураноторит, сфен, ортит, циркон, монацит и в долях процента магнетит, пирит, пирротин, халькопирит, анатаз. В ряде канадских месторождений установлены также гранат, турмалин, умангит. Методами гомогенизации и декрепитации газово-жидких включений в минералах температура образования урано-ториевых минералов определена в 340—400° С.

Минералы, слагающие рудные тела, являются разновозрастными. На пегматиты накладываются полевошпат-пироксеновые образования, за которыми следуют скопления черного кварца. Завершается минералоотложение более поздними карбонатными, флюорит-карбонатными, а в Канаде также ангидритовыми прожилками.

Различия в минеральном составе отдельных рудных тел и месторождений в значительной мере объясняются влиянием вмещающих пород на минералоотложение. Так, в месторождениях СССР, залегающих в гранитных пегматитах или в их контакте с гнейсами, рудные тела в основном сложены калиевыми полевыми шпатами, пироксенами и кварцем, в то же время карбонаты составляют ничтожную часть жильного выполнения и отлагаются лишь в заключительную стадию минерализации. В рудных телах, залегающих среди мраморов (Кардифф), широко развиты диопсид, тремолит, скаполит, эпидот, флогопит, сфен и перекристаллизованный кальцит, а в телах, залегающих среди амфиболитов, богатых известью, кроме того, распространены апатит, кальцит, флюорит. Во всех месторождениях уранинит тяготеет к темноцветным минералам, но отмечается также в калиевом полевом шпате и в более поздних минералах.

К этому же типу отнесены месторождения, в которых урановые минералы ассоциируют со скарновыми (Мери Кетлин, Хаканторпе и др.), и уранинитовые месторождения высокотемпературных гидротермальных жил. Более детально месторождения описываемого типа охарактеризованы в гл. 1.

Уран-титановый минеральный тип. По преобладающим радиоактивным минералам урановые месторождения, включающие данный минеральный тип, подразделяются на давидитовые и браннеритовые. Промышленные концентрации давидита известны только в урановых месторождениях Юго-Восточной Африки в Мозамбике и Южной Австралии (Райдиум-Хилл), а мелкие выявлены и в других странах (рассмотрены в гл. 1 среди месторождений класса А).

Состав минералов, слагающих рудные тела месторождений Мозамбика и Южной Австралии, залегающих в древних метаморфических породах, существенно различается. На месторождениях Мозамбика широко развиты альбит,

кальцит, доломит, скаполит, пироксены, меньше пирит, пирротин, халько пирит, молибденит, рутил, сфен, магнетит, ильменит, апатит, турмалин, сид рит, местами вермикулит, биотит, турмалин, кварц. На месторождениях Австр лии главными минералами являются биотит, кварц, полевой шпат, второстепен ными — ильменит, рутил, гематит. Радиоактивным минералом в обоих случа является давидит. В Южной Австралии минералообразование началось с зам щения серицитизированных пород кварц-биотит-ильменит-гематитовыми агр гатами, на которые накладываются редкоземельные пегматиты с ортитом и ко нотимом. Позднее эти образования биотитизируются. Давидит и ассоцииру ющие с ним минералы замещают все ранее сформированные образовани В месторождениях Мозамбика минералы, слагающие рудные тела, являют также разновозрастными, но изучен этот вопрос слабо.

Во всех известных месторождениях и рудопроявлениях давидит предст влен в основном вкрапленниками, реже пятнистыми, полосчатыми и еще ре массивными скоплениями, развитыми среди жильной массы.

Браннеритовый минеральный подтип наиболее широко представл на докембрийских щитах, где имеются как древние месторождения (гл. класс А), так и молодые, связанные с процессом мезо-кайнозойской активи ции этих щитов (гл. 3, класс А). Меньше этот минеральный подтип разв на месторождениях срединных массивов фанерозойских складчатых области На всех месторождениях главными урановыми минералами являются уранот танаты, по составу близкие к браннериту, но обладающие непостоянным сост вом. Вместе с уранотитанатами часто, но в подчиненных количествах отмеч ются давидит, настуран и коффинит.

Уран-титановые минералы на этих месторождениях представлены мелки вкрапленниками и прожилками среди интенсивно гидротермально изменени вмещающих пород. Минералы ранних стадий в них возникали путем метасо тического замещения вмещающих пород, а поздние в основном выполнени открытых полостей. На главнейших промышленных месторождениях формир ванию титанатов урана предшествует возникновение альбититов, либо квар адуляр-карбонатное изменение пород. Титанаты урана обычно накапливают в одну из последующих стадий минерализации. Завершается минералообраз вание карбонатными прожилками.

Уран-циркониевый минеральный тип. К этому типу относятся отдельн месторождения Бразилии и СССР, содержащие одновременно цирконий и ур в повышенных концентрациях.

В Бразилии (район Посус-ди-Калдас) урановое оруденение с цирконо концентрируется в пегматитовых жилах и некоторые исследователи счита его пегматитовым [141]. Однако, согласно данным Ж. Толберта [465, 46 характеризуемое оруденение наложено на пегматиты и в ходе гидротермальн минералообразования происходило растворение минералов пегматитов и пер отложение некоторых компонентов с возникновением новых минералов, в т числе циркониевых и урановых.

В Советском Союзе, согласно данным Н. А. Перец и Л. В. Былинск [241], урановые и циркониевые минералы концентрируются в рудах, в никших в несколько стадий минерализации. При этом урановые минера отложились в трех парагенетических ассоциациях. В первой рудной стад урансодержащая парагенетическая ассоциация в основном представлена с дерофиллитом, циртолитом, настураном. Иногда по циртолиту развивает бадделеит. Прожилково-вкрапленные руды этой стадии концентрируются в ву канитах, подвергшихся эпидот-хлорит-кальцитовому изменению. Рудные пр

жилки имеют зональное строение. В их зальбандах отложились сульфиды. На сульфиды нарастает циртолит, а центральные части прожилков выполнены циртолитом и настураном. Последние два минерала образуют почки, в которых видно чередование этих минералов или их тонкое срастание. Настуран обычно выполняет пространство между выделениями циртолита. Отдельные рудные тела сложены только минералами настуран-циртолитовой парагенетической ассоциации. Для второй парагенетической ассоциации минералов характерно срастание настурана и молибденита, а для третьей — настурана с марказитом и халькопиритом. Месторождения уран-циркониевого минерального типа имеют небольшое промышленное значение и в работе не рассматривались.

Урано-фосфорный минеральный тип. В этом минеральном типе основное промышленное значение имеет фосфор, попутно с которым извлекается уран. Выделяются следующие три подтипа: апатит-циркон-браннеритовый, апатит-браннерит-уранинит-настурановый и апатит-настурановый. Одно из месторождений апатит-циркон-браннеритового подтипа известно в СССР. Залегает оно в метаморфических породах, среди которых преобладают амфиболиты, и приурочено к зонам разрывов, сопровождаемых альбитизацией и эгиринизацией вмещающих пород. Наибольшие концентрации рудных минералов возникают в участках пересечения разрывными нарушениями амфиболитов, магнетит-амфиболовых и некоторых других кристаллических сланцев. Урансодержащие минералы представлены апатитом, малаконом и менее распространенными браннеритом, радиоактивным лейкоксеном.

Месторождения с рудами апатит-браннерит-уранинит-настуранового подтипа залегают в фанерозойских образованиях, представленных алевролитами и диабазами [299, 36]. Минералообразование на этих месторождениях протекало в три стадии: дорудную (альбитизация пород), рудную (отложение урановых и парагенетически связанных с ними минералов), послерудную (образование квар-карбонат-хлоритовых жил). Радиоактивные минералы представлены ураноносным апатитом, менее браннеритом, уранинитом, настураном. Из жильных минералов установлены хлорит, альбит, анкерит, а из рудных нерадиоактивных гематит, пирит, халькопирит.

Апатит-настурановый минеральный подтип проявлен в некоторых месторождениях, залегающих в карбонатных или карбонатсодержащих породах [19]. Рудные тела, обладающие пластообразной и линзообразной формой, сложены урансодержащим апатитом, ассоциирующим с карбонатами (кальцит, доломит). В составе тех из них, которые залегают в эффузивах или пересекают дайки кислых пород, помимо апатита и карбонатов выявлены альбит, иногда кварц и хлорит. В небольших количествах отмечаются также рутил, анатаз, сфен, малакон, флюорит, гематит, гидрослюды, пирит, клейофан, галенит, халькопирит, арсенопирит, молибденит. Руды массивные, сложены мелкозернистым апатитом, пигментированным пелитоморфным глинистым и углистым веществом.

Собственно урановый минеральный тип. По широкой распространенности, важному промышленному значению и разнообразию минерального состава этот минеральный тип занимает первое место среди всех других. Он проявлен в породах фанерозойских складчатых областей и в областях мазо-кайнозойской активизации. На большинстве урановых месторождений этого типа главным урановым минералом является настуран, вместе с которым отмечаются коффинит, редко бесториевый уранинит, браннерит и урановые черни. Целесообразно выделить восемь минеральных подтипов: 1) настуран-сульфидный, 2) настуран-карбонатный, 3) настуран-флюоритовый, 4) настуран-арсенидный,

5) настуран-кварцевый, 6) настуран-гидрослюдистый, 7) черниево-настуран-новый; 8) настуран-уранобитумный.

Настуран-сульфидный подтип руд включает ряд парагенетических ассоциаций, сформированных в несколько стадий минерализации, а в некоторых случаях даже в два и более этапов, совмещенных в пространстве вместе с рудами других металлов. Урановые руды характеризуются преобладанием сульфидов над другими рудными минералами или их повышенным количеством. По составу слагающих минералов руды отчетливо подразделяются на две пространственно и генетически обособленные разновидности. В первой из них среди сульфидов и сульфосолей главными являются галенит, сфалерит, молибденит при подчиненном развитии пирита, арсенопирита, блеклых руд, марказита, аргентита, миаргирита, джемсонита, а также самородного серебра и некоторых других минералов. Из жильных минералов в этой разновидности широко развиты гидрослюды и менее широко кварц. В подчиненных количествах отмечаются карбонаты, хлорит, альбит и очень редко флюорит. По резкому преобладанию тех или иных сульфидов в рудах первой разновидности выделяются следующие парагенетические ассоциации: настуран-молибденитовая, настуран-галенитовая, настуран-сфалеритовая.

Руды первой разновидности развиты на месторождениях фанерозойских областей, характеризующихся различным геологическим строением и отнесенных поэтому к различным группам (см. первую часть). В большинстве рудных полей среди руд рассматриваемой разновидности преобладает настуран-молибденитовая парагенетическая ассоциация, что послужило основанием некоторым авторам отнести все эти месторождения к так называемой уран-молибденовой формации [53].

Во второй разновидности настуран-сульфидного минерального подтипа главными минералами являются сульфиды железа (пирит и марказит), к которым в рудах разных месторождений и рудопроявлений добавляются другие рудные минералы.

В настуран-сульфидном минеральном подтипе, представленном настуран-молибденитовой ассоциацией, до формирования основной продуктивной стадии во многих случаях отлагались более ранние пирит, галенит, реже арсенопирит, образующие зоны вкрапленности. В этих же зонах иногда отмечаются также турмалин, кварц, реже флюорит, карбонат, барит и некоторые другие минералы, слагающие прожилки, а иногда относительно протяженные жилы.

Настуран в рассматриваемом минеральном подтипе представлен преимущественно колломорфными выделениями (рис. 101), размеры которых колеблются в весьма широких пределах, а формы скоплений достаточно разнообразны. Наряду с колломорфными выделениями иногда отмечаются волокнистые и значительно реже пластинчатые разности настурана. Во вкрапленных и некоторых прожилковых рудах выделения настурана часто обладают сферической, реже неправильной формой, а размеры их колеблются от сотых до тысячных долей миллиметра. Они рассеяны среди измененных вмещающих пород или среди рудных и нерудных минералов гидротермального происхождения. Иногда несколько оолитов срастаются между собой в мелкие агрегаты. В рудных жилах и прожилках настуран часто нарастает в виде кайм вокруг обломков более ранних минералов или в виде корок на стенках трещин. Толщина тех и других колеблется от долей до нескольких миллиметров и очень редко до нескольких сантиметров. Известны лишь единичные примеры, когда мощность настурановых образований достигает нескольких десятков сантиметров. Каймы и отдельные полосы настурана имеют концентрически-зональное строение и ра-

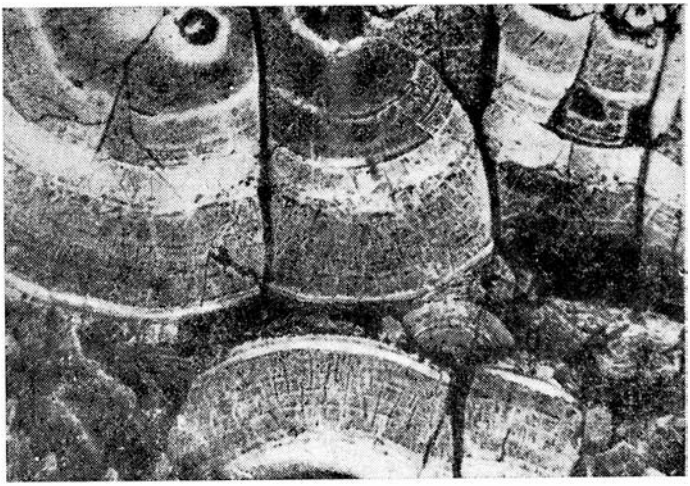


Рис. 101. Концентрически-зональные почки настурана. Аншлиф. Протравлено в HNO_3. Ув. 250

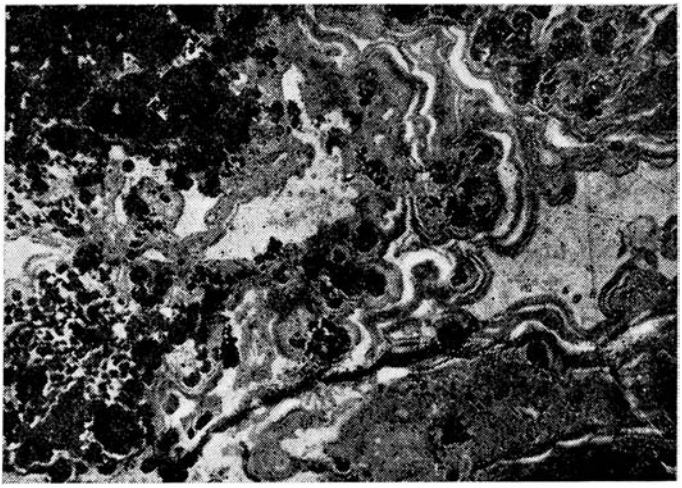


Рис. 102. Настуран (черное)-молибденитовые (серое) почки. Белое — галенит. Аншлиф. Ув. 165

биты многочисленными микротрещинами, нередко выполненными более поздними сульфидами, а изредка силикатами или карбонатами. Иногда в рудах настуран-сульфидного минерального подтипа настуран представлен несколькими генерациями, образующимися в разное время и ассоциирующими с разными минералами.

Из сульфидов молибдена здесь развиты молибденит, иордизит и так называемый фемолит, которые по распространенности нередко занимают второе место после настурана. Во всех случаях сульфиды молибдена, как правило, представлены тонкочешуйчатыми агрегатами с размером отдельных чешуек по длинной оси от тысячных до сотых долей миллиметра. Дисульфиды молибдена окаймляют почки и корки настурана и лишь изредка образуют с ними совместные выделения, обычно состоящие из чередующихся кайм молибденита и настурана. Несколько чаще отмечается тонкая смесь обоих минералов, причем

количество настурана увеличивается к центру колломорфного выделения, а дисульфидов милибдена — к его периферии до полного обособления обоих минералов (рис. 102).

Галенит является третьим по распространенности минералом. Основная его масса отлагается после настурана и дисульфидов молибдена или выполняет трещинки в них. Очень редко видны почки или каймы, в которых чередуются зоны настурана и галенита. Иногда среди настурана отмечаются мельчайшие включения дендритов и кубиков галенита, которые отлагаются совместно или даже ранее настурана.

Пирит в рудах месторождений характеризуемого минерального подтипа имеет подчиненное значение и только в отдельных участках рудных тел является одним из главных рудных минералов. Обычно он представлен мелкими кристалликами, по времени выделения более ранними, чем все другие сульфиды, кроме сульфидов молибдена. Часто пирит окаймляет колломорфные выделения настурана, отлагаясь один, реже совместно с дисульфидами молибдена, но до других сульфидов. Остальные рудные минералы распространены незначительно.

Из нерудных минералов в настуран-сульфидных рудах наиболее широко развиты гидрослюды, которые концентрируются в зальбандах настурансодержащих прожилков и по периферии обломков вмещающих пород, заключенных в жильной массе. Во вкрапленных рудах гидрослюды обычно наблюдаются вокруг выделений рудных минералов, значительно реже выполняют пространство между скоплениями настурана и сульфидов. Во всех случаях гидрослюды образуют тонкоагрегатные мономинеральные выделения или находятся в срастании с кварцем, карбонатами, хлоритом.

Относительно широко распространены также карбонаты, по составу отвечающие почти всегда кальциту, реже анкериту. Они являются наиболее поздними минералами и выполняют промежутки между выделениями других минералов, либо развиты в секущих их трещинах. Несмотря на некоторое различие в последовательности отложения минералов в настуран-сульфидных рудных телах различных месторождений наиболее типичным является следующий ряд: настуран + дисульфиды молибдена и железа → настуран + галенит + + сфалерит + халькопирит → настуран + кальцит. Эти ассоциации минералов совмещаются или обособляются в разных частях рудных тел.

Настуран-пирит-марказитовая разновидность характеризуемого минерального подтипа развита в месторождениях, залегающих в осадочных и эффузивно-осадочных породах фанерозоя. Состав руд разновидности достаточно прост. Главной ассоциацией являются настуран, пирит и марказит. Остальные минералы имеют подчиненное значение и отмечаются не всегда: каолинит, гидрослюды, карбонаты, флюорит, кварц (особенно криптокристаллический), иногда также реальгар, аурипигмент, антимонит, гематит, молибденит и др. Перечисленные минералы и их ассоциации являются разновозрастными. Наиболее ранними среди них являются гидрослюды, за которыми следуют кварц-сульфидные обособления, а позднее — минералы настурановой стадии минерализации. Завершается минералоотложение формированием прожилков и гнезд кальцита.

Настуран чаще всего образует каймы, тонкие корки, нарастающие на стенках полостей, и особенно часто развивается вокруг скоплений раннего пирита и марказита. Иногда он представлен несколькими генерациями. Более ранняя из них находится в ассоциации с криптокристаллическим кварцем, а более поздняя — с сульфидами.

Настуран-карбонатный минеральный подтип раз-

вит во многих урановых провинциях, сложенных геосинклинальными отложениями нижней части разреза фанерозоя либо более древними метаморфическими толщами. Парагенетическая ассоциация минералов настурановой стадии обычно выполняет открытые полости. Текстуры руд прожилковые, брекчиевые, корковые. Для настурана характерны колломорфные выделения, а для минералов, ассоциирующих с ним, более обычно зернистое строение. Главными минералами являются настуран и карбонаты — кальцит, реже доломит или анкерит. Основная особенность минерального подтипа — нередкое обособление настурана с образованием прожилков мощностью от нескольких сантиметров до 20—30 см. Часто настуран слагает зальбанды жил, а карбонаты их центральную часть. При более сложном строении в зальбандах жил находится кварц, часто с гематитом или карбонатом, по направлению к центру развиты каймы настурана, а центральная часть сложена карбонатами. В некоторых жилах между настураном и карбонатами отмечаются мелкие линзочки сульфидов, выполняющие также микротрещинки в настуране. Таким образом, для настуран-карбонатного минерального подтипа наиболее характерна такая последовательность отложения минералов: кварц → настуран → сульфиды → карбонаты.

В процессе формирования минеральных образований очень ярко проявляется заимствование рудоносными растворами компонентов, слагающих более ранние жилы и вмещающие породы и возникновение за счет них минералов, входящих в состав настурановой парагенетической минеральной ассоциации. Так, в прожилках, залегающих в породах, содержащих органику, наряду с настураном и карбонатами отмечаются битумы (рис. 103). Заимствование компонентов наблюдается и при наложении настурановых прожилков на баритовые жилы. В этом случае в парагенезисе с настураном образуется барит, ассоциирующий с окислами железа (рис. 104). В настурансодержащих жилах, залегающих среди халькопирит-висмутиновых руд, к настурану и кальциту добавляются халькопирит, борнит, халькозин, самородные медь и висмут, а также небольшие количества клапротолита, эмплектита, виттихенита. В настуран-кальцитовых прожилках, пересекающих анкерит-халькопиритовые жилы, видны гидроокислы железа, сульфиды меди, кварц, хлорит и некоторые другие минералы.

В зависимости от состава вмещающих пород, в которых залегают настурансодержащие жилы, изменяется состав не только второстепенных, но и основных слагающих их минералов. Так, например, настурансодержащие жилы, залегающие в гранитах, сложены преимущественно настураном и кальцитом, а жилы, выполняющие трещины в основных породах, часто имеют настуран-доломитовый состав.

Кварц обычно представлен халцедоновидной разностью или образует мелкозернистые гребенчатые каймы. Настуран отлагается каймами различной мощности на стенках полостей трещин и на обломках пород внутри карбонатной массы. Эти каймы чаще представлены сросшимися почками, менее характерны обособленные ооиды и их агрегаты среди карбонатов, нередко выраженные несколькими генерациями и часто разбитые микротрещинками со смещением и коррозией отдельных частей. Кальцит и доломит выполняют промежутки между скоплениями настурана. Иногда наблюдаются колломорфные выделения, в которых чередуются каймы настурана и карбонатов. Характерная особенность настуран-карбонатных жил — коррозия и замещение более ранних минералов поздними (рис. 105).

Настуран-флюоритовый минеральный подтип распространен несколько меньше по сравнению с ранее охарактеризованными.

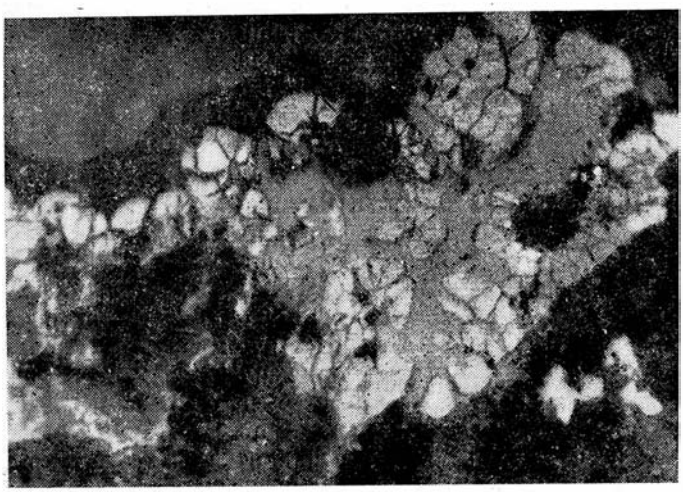


Рис. 103. Настуран (белое) в твердом битуме (светло-серое.) Аншлиф. Ув. 320

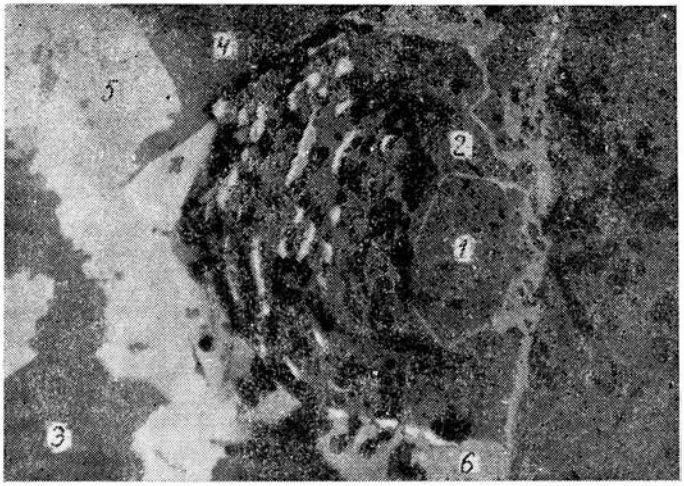


Рис. 104. Кристалл барита (1) с настураном (2) и гетитом (3) среди кальцита (4). 5 — галенит, 6 — сфалерит. В основании кристалла жила барита. Аншлиф. Ув. 365

В нем развиты прожилки флюоритового, флюорит-карбонатного и кварц-флюорит-карбонатного состава. Он известен в Центральном Французском и Арморикапском массивах, в которых настуран-флюоритовые жилы имеют основное промышленное значение на уран. Эти месторождения формируются в одну или несколько стадий минерализации, причем количественно минералы настуран-флюоритовой стадии преобладают над другими.

В СССР известны месторождения, в которых настуран-флюоритовые минеральные образования наложены на грейзены [299, 87]; минералы настурановой стадии отложены в заключительную стадию гидротермального процесса. Минеральный состав руд изменяется от месторождения к месторождению, но всегда в настурановую стадию минерализации формируется очень небольшое число минералов. В упомянутом настуран-флюоритовом месторождении в грейзенах в основную продуктивную стадию отложились настуран и флюорит



Рис. 105. Коррозия корки настурана (*1*) кальцитом (*2*). *3* — марказит, *4* — кварц, *5* — гётит. Аншлиф. Ув. 90. Фото Е. Я. Куликовой

в ассоциации с небольшими количествами пирита, марказита и ничтожными сфалерита, галенита, халькопирита.

Настурансодержащие жилы обладают часто симметрично полосчатым строением, но в каждом случае, имеющим свои особенности. Когда настуран ассоциирует с одним флюоритом, он отлагается в зальбандах прожилков, а флюорит в их центральной части. Если к ним добавляются сульфиды, среди которых наиболее обычен пирит, последние чаще всего расположены между настураном и флюоритом или выполняют микротрещинки в настуране. Кварц практически во всех случаях слагает зальбанды жил и кристаллизуется до настурана и очень редко совместно с первыми его генерациями. В значительно меньших количествах по сравнению с флюоритом и кварцем развиты карбонаты (доломит, кальцит), которые лишь в отдельных случаях слагают большую часть жильного выполнения. При совместном отложении обоих карбонатов кальцит выделяется позже доломита.

В ряде урановых месторождений Франции в ураноносных жилах широко развит барит, выполняющий их центральную часть. Во всех этих жилах настуран чаще всего нарастает на стенки трещин, на обломки вмещающих пород или представлен сферическими выделениями среди флюорита, реже кварца. Многие из этих выделений обнаруживаются только под микроскопом, при этом окраска флюорита по мере удаления от включений настурана становится светлой. Корки и почки настурана нередко разбиты многочисленными микротрещинками, выполненными кварцем и флюоритом, по которым видны микросмещения отдельных частей почек. Наблюдаются также выделения настурана во флюорите в тонком срастании с гематитом. Флюорит в подавляющем большинстве образований темно-фиолетовый.

Пирит — постоянный представитель рассматриваемого минерального подтипа — представлен мелкозернистыми агрегатами. Содержание его обычно не более нескольких процентов жильного выполнения. Чаще всего он отлагается до настурана, реже одновременно или позднее его. Марказит встречается значительно реже пирита. Он всегда образуется позднее настурана и пирита, нередко совместно с сульфидами свинца, цинка и меди.

В обобщенном виде последовательность формирования минералов в настуран-флюоритовом минеральном подтипе следующая: кварц → настуран → сульфиды → флюорит → карбонаты или (редко) барит.

Настуран-арсенидный минеральный подтип развит на площадях, сложенных нижними частями фанерозойских образований, прорванных гранитоидами и породами основного состава. Минеральные образования этого подтипа состоят из разновозрастных минеральных ассоциаций, иногда представленных мощными безрудными кварцевыми, касситерит-кварцевыми, вольфрамит-кварцевыми жилами, а чаще зонами окварцевания, березитизации, карбонатизации пород и более поздними кварц-сульфидными жилами и вкрапленными зонами, в которых наиболее обычен пирит, а в некоторых случаях также халькопирит, сфалерит, галенит. Во многих месторождениях и рудопроявлениях кварц-сульфидные минеральные ассоциации сменяются барит-карбонатными, кварц-барит-карбонатными, реже кварц-барит-карбонат-флюоритовыми с сульфидами железа, меди, свинца, цинка, либо без них. В единичных месторождениях к сульфидам добавляются сульфоарсениды и арсениды железа, никеля и кобальта. В большинстве месторождений после баритсодержащих жил отлагается настуран-арсенидная ассоциация, а в единичных рудоносных провинциях также настуран-доломитовая, настуран-кальцитовая и некоторые другие.

Обычно минералообразование завершается отложением кальцитовых жил и прожилков, но в некоторых рудных провинциях после отложения минералов настурановой стадии широко проявлены жилы, содержащие арсениды кобальта, никеля, а также минералы висмута и серебра.

Основной характерной особенностью настуран-арсенидного минерального подтипа является большое разнообразие развитых в нем минералов. Среди них постоянно, но в неодинаковых количествах присутствуют самородные элементы (висмут, серебро, мышьяк), арсениды (саффлорит, раммельсбергит, шмальтин-хлоантит, никелин, скуттерудит, герсдорфит, лёллингит), сульфиды (пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, блеклые руды), нерудные минералы (кварц, карбонаты и др.), урановые минералы (уранинит, настуран, коффинит), сульфосоли серебра (прустит, пираргирит). Иногда в небольших количествах отмечаются также самородная сурьма, гематит, барит, флюорит и многие другие. Все названные минеральные образования отлагались преимущественно в открытых полостях. Большинство минералов находится в тонком срастании между собой, что обычно затрудняет выяснение возрастных соотношений между ними. Можно лишь отметить общую тенденцию, выражающуюся в том, что самородные серебро и висмут выделяются одними из первых. Вслед за ними кристаллизуются кубические, а затем ромбические арсениды, которые сменяются сульфидами, а последние — нерудными минералами.

Второй особенностью настуран-арсенидных руд является обилие генераций минералов, которые отчетливо устанавливаются при изучении полированных штуфов. Третья особенность руд — широкое развитие коррозии ранних минералов поздними и слабо проявленное метасоматическое изменение вмещающих пород, выраженное в их окварцевании, серицитизации и реже хлоритизации.

Уранинит отмечается в кварце, реже карбонатах и ассоциирует с мелкими выделениями арсенидов. Минерал этот всегда отлагается после настурана. Встречается редко.

Настуран представлен несколькими генерациями. Наиболее ранняя из них в виде корок и полусфер нарастает преимущественно на самородные эле-

менты или никелин, а там, где они отсутствуют, — на стенки трещин. Вторая генерация настурана, выраженная сферическими выделениями, отлагается на арсенидах, имеющих кубическую форму, а третья, более поздняя, находится в карбонатах и кварце в виде мелких включений, образующих тонкие срастания с сульфидами.

Коффинит в виде сферических, полусферических и пористых выполнений иногда нарастает на кубические арсениды и в свою очередь обрастает кварцем, но особенно часто ассоциирует с настураном, выделяясь после него. Он встречается также вместе с сульфидами и ромбическими арсенидами.

Самородное серебро и висмут часто играют своеобразную роль центров кристаллизации раннего настурана, а самородные мышьяк и сурьма кристаллизуются в конце процесса минералообразования.

Настуран-кварцевый минеральный подтип выявлен в месторождениях, залегающих преимущественно в гранитоидах, и известен в Канаде, Португалии, СССР, США и других странах. Минеральные образования подтипа обычно формируются в несколько стадий минерализации. Они сложены кварцем, халцедоном, опалом, реже карбонатами, с которыми ассоциируют сульфиды. С разновидностью кварца, относящейся к одной из поздних стадий минерализации, отлагается настуран. Настурансодержащие прожилки часто совмещены с более ранними гидротермальными ассоциациями, но нередко также пространственно обособлены от них. Среди минералов настурановой стадии помимо названных основных минералов в небольшом количестве развиты пирит, марказит, халькопирит, сфалерит, галенит и в ничтожных — блеклые руды, арсенопирит, молибденит, гематит, борнит, халькозин, арсениды кобальта и никеля. Спорадически отмечается магнетит. Настуран преимущественно распространен в зальбандах жил и прожилков и лишь иногда наблюдается в их средних частях.

Характерной особенностью образований рассматриваемого подтипа является тонкозернистость слагающих их минералов и зависимость минерального состава жил от состава вмещающих пород. Так, на ряде объектов удается наблюдать, что настурансодержащие прожилки, залегающие в более ранних кварцевых жилах, сложены в основном кварцем. Такие же прожилки, наложенные на ранние кварц-сульфидные жилы, содержат повышенное количество сульфидов, а расположенные среди березитов — обогащены гидрослюдами.

Настуран-гидрослюдистый минеральный подтип охарактеризован В. Г. Мелковым и Л. Ч. Пухальским [189], Я. Д. Готманом и И. Н. Зубревым [65] и др., выделившими его в самостоятельную формацию. Образования подтипа развиты в фанерозойских складчатых областях среди песчано-сланцевых и других отложений, прорванных субщелочными интрузивами и их дайковыми сериями. Они обычно сформированы в ходе сложного многостадийного гидротермального процесса, с которым связано формирование грейзенов, кварц-турмалиновых, кварц-полевошпатовых с касситеритом, вольфрамитом, а также кварц-сульфидных, кварц-хлорит-сульфидных, кварц-хлоритовых, кварц-сульфидно-флюорит-кальцитовых и других по составу жил и прожилков. После этих образований формировались урановосные жилы, а завершается минералоотложение мелкими кальцитовыми и кальцит-пиритовыми прожилками. В конкретных месторождениях проявляются не все перечисленные минеральные образования, но последовательность их формирования всегда одна и та же. При этом урановое оруденение во всех случаях формируется в конце гидротермального процесса.

Для урановой стадии минерализации характерно постоянное разви монтмориллонита, каолинита, гидрослюды, халцедоновидного кварца, ка цита, флюорита, пирита, марказита, пирротина, халькопирита, арсенопири леллингита, сфалерита, галенита и цеолитов. Из урановых минералов наибо широко развиты настуран, гидронастуран, урановые черни.

Генезис месторождений характеризуемого подтипа считается низкоте ратурным гидротермальным. Допускается также их формирование при одн временном участии глубинных и поверхностных вод.

Оруденение черниево-настуранового минерально подтипа выявлено в нижних частях осадочного чехла, осложненного р рывными нарушениями, и лишь частично проникает в породы фундамен Для месторождений этого подтипа характерно низкотемпературное измене вмещающих пород, их аргиллизация.

Урановое оруденение представлено вкрапленностью и в меньшей ме тонкими прожилками, приуроченными к определенным горизонтам слоист пород, обладающих повышенными коллекторскими свойствами. Минерализ ция, как правило, проявляется в три последовательные стадии. В доруд стадию формируется глинисто-кремнисто-карбонатная ассоциация минерало в послерудную глинисто-карбонатная. Минеральные ассоциации этих стад обычно пространственно совмещены, реже обособлены. Из минералов, во никших в продуктивную стадию, проявлены каолинит, гидрослюды, скры кристаллический кварц, карбонаты. Относительно широко развиты метако лоидный пирит и самородный мышьяк. Урановые минералы представле в основном урановыми чернями, менее настураном и более редким коффинито Размеры зерен этих минералов очень мелкие и колеблются от десятых до сот долей миллиметра.

Настуран-уранобитумный минеральный подтип представлен всего одним месторождением, расположенным в крупно впадине, приуроченной к краевой части платформы и отделенной от этой пла формы зонами ступенчатых разломов [49]. Впадина выполнена осадочны породами, а урано-битумная минерализация в них находится среди пластовы высокопроницаемых песчаников и частично в секущих их разрывах. Главны минералами месторождения являются различные битумы, наложенные на вме щающие породы. Уран в основном концентрируется в углеподобных разност битумов, где находится в составе мельчайших выделений настурана и ура органических соединений, ассоциирующих с иордизитом и молибденито Предположительно выделяется также коффинит. Вмещающие породы подве нуты аргиллизации, локально окремнению и кальцитизации, проявлен синхронно с пиритизацией. В послерудную стадию сформировалась пири марказит-кальцитовая ассоциация, включающая поздние битумы, флюори киноварь, галенит, сфалерит и халькопирит.

ИЗМЕНЕНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА РУД УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ПРОЦЕССЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РУДОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ

Анализ изложенных данных позволяет наметить общую зависимость минерального состава различных минеральных типов и подтипов урановы руд от положения оруденения в различных структурных этажах и ярусах [42]. Все черниево-настурановые, а также настуран-уранобитумные месторождения

сформированы в платформенном чехле, т. е. в образованиях верхнего структурного этажа. Настурановые месторождения различных минеральных подтипов, включая настуран-сульфидный, настуран-флюоритовый, настуран-кварцевый и настуран-арсенидный, а также настуран-апатитовые залегают в основном в образованиях верхнего и нижнего структурных ярусов среднего структурного этажа. Что же касается уранинитовых и уран-титановых минеральных типов, то они преимущественно развиты в нижнем структурном этаже. В этих же условиях локализуются некоторые подтипы собственно уранового минерального типа и прежде всего настуран-кварцевый, настуран-карбонатный и настуран-арсенидный (рис. 106).

При анализе особенностей минерального состава уранового оруденения в зависимости от его нахождения в различных структурных этажах выясняются существенные различия в составе и масштабах проявления предшествующей урановому оруденению и более поздней минерализации. В месторождениях, залегающих в образованиях верхнего структурного этажа, особенно широко проявлено околорудное изменение вмещающих пород, выраженное в их аргиллизации, менее окварцевании, серицитизации и карбонатизации. Особенностью минеральных образований, развитых в верхнем ярусе среднего структурного этажа, является повышенное развитие посленастурановых жил, а также формирование мощных донастурановых минерализованных зон, обогащенных сульфидами. В урановых месторождениях, залегающих в породах нижнего структурного яруса среднего этажа, посленастурановые жильные образования практически отсутствуют, но характерно развитие мощных донастурановых кварцевых, кварц-редкоземельных, кварц-сульфидных, реже барит-карбонатных жил, сопровождаемых мощными зонами гидротермально измененных вмещающих пород, среди которых особенно характерны березиты. В месторождениях нижнего структурного этажа очень широко развиты зоны дорудных метасоматических изменений вмещающих пород: кварц-биотитовые, эгириновые, альбититовые, реже калишпатовые метасоматиты.

Общая закономерность, отмечаемая в ряде рудоносных провинций, выражается в том, что чем древнее породы, вмещающие урановое оруденение, тем более высокотемпературными, а в ряде случаев и более интенсивно проявленными оказываются сопровождающие его метасоматиты, и минимально развитыми послерудные минеральные образования.

В целом при сопоставлении минеральных образований урановых месторождений, залегающих в различных структурных этажах, отчетливо наблюдается заметное увеличение температуры образования минеральных ассоциаций в рудной стадии от верхнего этажа к нижнему. Минеральный состав руд урановых месторождений заметно изменяется также в зависимости от состава вмещающих их пород (рис. 107). Последнее, очевидно, вызвано заимствованием рудоносными растворами определенных компонентов из вмещающих пород и отложением их в составе гидротермальных жил. Эта закономерность была показана при рассмотрении настуран-карбонатного минерального подтипа, но она проявляется также в других типах. Так, на площадях развития уран-титанового минерального типа наряду с другими породами часто обнажаются магматические эффузивные породы основного состава, обогащенные титановыми и титансодержащими минералами. Давно установлено, что при воздействии на эти породы урароносных растворов происходит замещение на месте титановых минералов уран-титановыми [90, 248, 291]. Прямая зависимость состава настуран-арсенидных руд от состава вмещающих их пород была показана в одной из наших предыдущих работ [299]. Кроме того, на конкретных

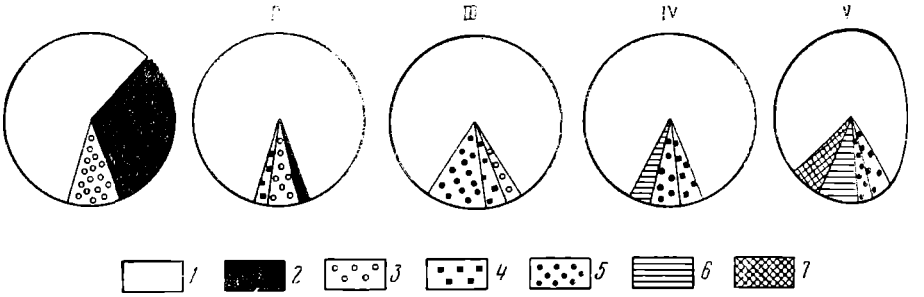


Рис. 106. Относительные количества урановых и урансодержащих минералов в месторождениях различных структурных этажей и ярусов.

I — верхний этаж, II — верхний ярус среднего этажа, III — средний ярус среднего этажа, IV — ни среднего и верхи нижнего этажей, V — нижний и средний ярусы нижнего этажа.
1 — настуран; *2* — урановые черни; *3* — коффинит; *4* — уранинит; *5* — апатит; *6* — браннерит; *7* — ди дит

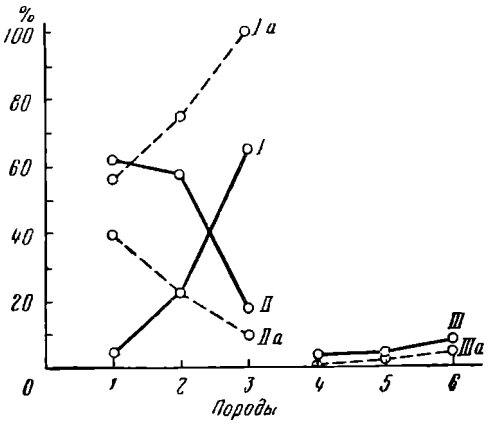


Рис. 107. Зависимость жильного выполнен от состава вмещающих пород.

1 — кварциты, хлорит-серицитовые сланцы, гра тоиды; *2* — метадиабазы, амфиболиты, углистые, листо-карбонатные породы; *3* — известняки, полос тые известковистые сланцы, скарнированные поро *4* — кварцевые порфиры; *5* — андезитовые пор риты; *6* — диабазовые порфириты.
Нижний ярус: I — среднее содержание CaO + MgO + MnO + FeO в породах; Ia — среднее держание карбонатов в жилах, залегающих в породах. II — среднее содержание SiO_2 в поро IIa — среднее содержание кварцевых жил в поро Верхний ярус: III — среднее содержание CaO в ни дах; IIIa — среднее содержание кальцита в жи залегающих в этих породах

примерах было подчеркнуто, что чем больше в составе вмещающих пор кальция и магния, тем большее количество соответствующих карбонатов р вито в донастурановых минеральных жилах.

Положение уранового оруденения в разных структурных этажах ска вается не только на изменении минерального состава руд и сопровождающ их зон гидротермального изменения, но часто и на времени формирования у нового оруденения в общем ходе развития процесса минералообразовани Так, в верхнем и особенно в нижнем структурных ярусах среднего этажа у носных складчатых фанерозойских областей в единый рудный этап фор руется серия образований, в составе которых развиты минеральные ассоциа различных металлов. Порядок формирования этих ассоциаций в несколь обобщенном виде представляется следующим: 1) кварцевая, кварц-касси ритовая, кварц-вольфрамитовая, 2) кварц-сульфидная (пирит, халькопир висмутин, арсенопирит и др.), золото-кварцевая, кварц-гематитовая, 3) ква барит-карбонатная, флюоритовая, халцедоновидно-кварцевая с карбонат и сульфидами и др. (сидерит, анкерит, флюорит, барит, кварц, галенит, с лерит, халькопирит и др.), 4) настуран-сульфидная, настуран-карбонати

настуран-флюоритовая, настуран-арсенидная (настуран, иногда уранинит, арсениды кобальта и никеля, различные сульфиды, самородные элементы и др.), 5) сульфосоли серебра, свинца, реже минералы сурьмы, ртути, барит, флюорит, кальцит и др.

Естественно, в отдельных урановых провинциях известны не все упомянутые минеральные ассоциации, но последовательность их проявления в основном сохраняется. В целом же настурансодержащие минеральные ассоциации в среднем структурном этаже формируются в одну из поздних стадий минерализации. В урановых провинциях на щитах (нижний структурный этаж) возрастное положение уранового оруденения в ходе развития гидротермального процесса и состав урановорудных минеральных ассоциаций различные. Так, уранинитовые гидротермальные минеральные ассоциации, развивающиеся среди пегматитов, относятся к наиболее ранним образованиям. Наиболее ранними также являются уранинитсодержащие минеральные ассоциации, сформированные в высокотемпературных скарнах (месторождение Мери Кетлин), а также уранинит-никель-кобальтовые (месторождение Шинколобве), уранинит-молибденовые (Претонское) и уранинит-халькопиритовые ассоциации (месторождение Коррисоли-Алито). В то же время некоторые настурановые минеральные ассоциации отлагаются в конце гидротермального процесса (месторождения района Большого Медвежьего озера, Радиум-Хилл и др.) или занимают промежуточное положение между ранними и поздними минеральными ассоциациями (некоторые месторождения СССР).

Краткие выводы по изложенному материалу следующие:

1. В гидротермальных урановых месторождениях установлены такие минералы урана: урановые черни, коффинит, настуран, уранинит, урансодержащий апатит, браннерит, давидит. В их распространении в различных структурных этажах и ярусах намечаются определенные закономерности. Они выражаются в том, что коффинит и урановые черни максимально развиты в урановых минеральных ассоциациях, сформировавшихся среди слоистых пород верхнего структурного этажа, настуран типичен для минеральных ассоциаций среднего структурного этажа, уранинит, браннерит и давидит — для нижнего. Урансодержащий апатит развит в нижнем ярусе среднего структурного этажа, но проявлен и в нижнем этаже.

2. Намечается определенная закономерность размещения в различных структурных этажах минералов, находящихся в парагенетической ассоциации с урановыми минералами. В минеральных образованиях верхнего структурного этажа наиболее типичны каолинит, гидрослюды, халцедон и карбонаты. Для среднего структурного этажа характерны сульфиды, фториды, карбонаты, окислы кремния, а для нижнего — силикаты, алюмосиликаты и карбонаты. В целом же оказывается, что для верхнего структурного этажа характерны низкотемпературные урановые гидротермальные месторождения, для среднего структурного этажа — среднетемпературные и средне-низкотемпературные, а для нижнего — переходные от средне- к высокотемпературным и высокотемпературные.

3. В зависимости от глубины формирования урановых минеральных образований устанавливаются определенные различия во времени формирования уранового оруденения в общем ходе развития гидротермального процесса. На щитах, в нижнем структурном этаже, урансодержащие минеральные ассоциации чаще выделяются в начале гидротермального процесса, а в складчатых фанерозойских областях (средний структурный этаж) наиболее часто в поздние стадии развития этого процесса.

4. На различие состава урановых минеральных ассоциаций наряду с влиянием глубины формирования важную роль играет состав вмещающих пород. Последнее связано с заимствованием гидротермальными растворами ряда преимущественно петрогенных элементов из вмещающих пород с последующим их отложением во вновь сформированных минералах.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

По особенностям минерального состава месторождений урана и развития минералообразующего процесса, в том числе по положению в них продуктивных (урановорудных) стадий минералообразования, а также по ряду других признаков гидротермальные урановые месторождения отчетливо разделяются на две группы.

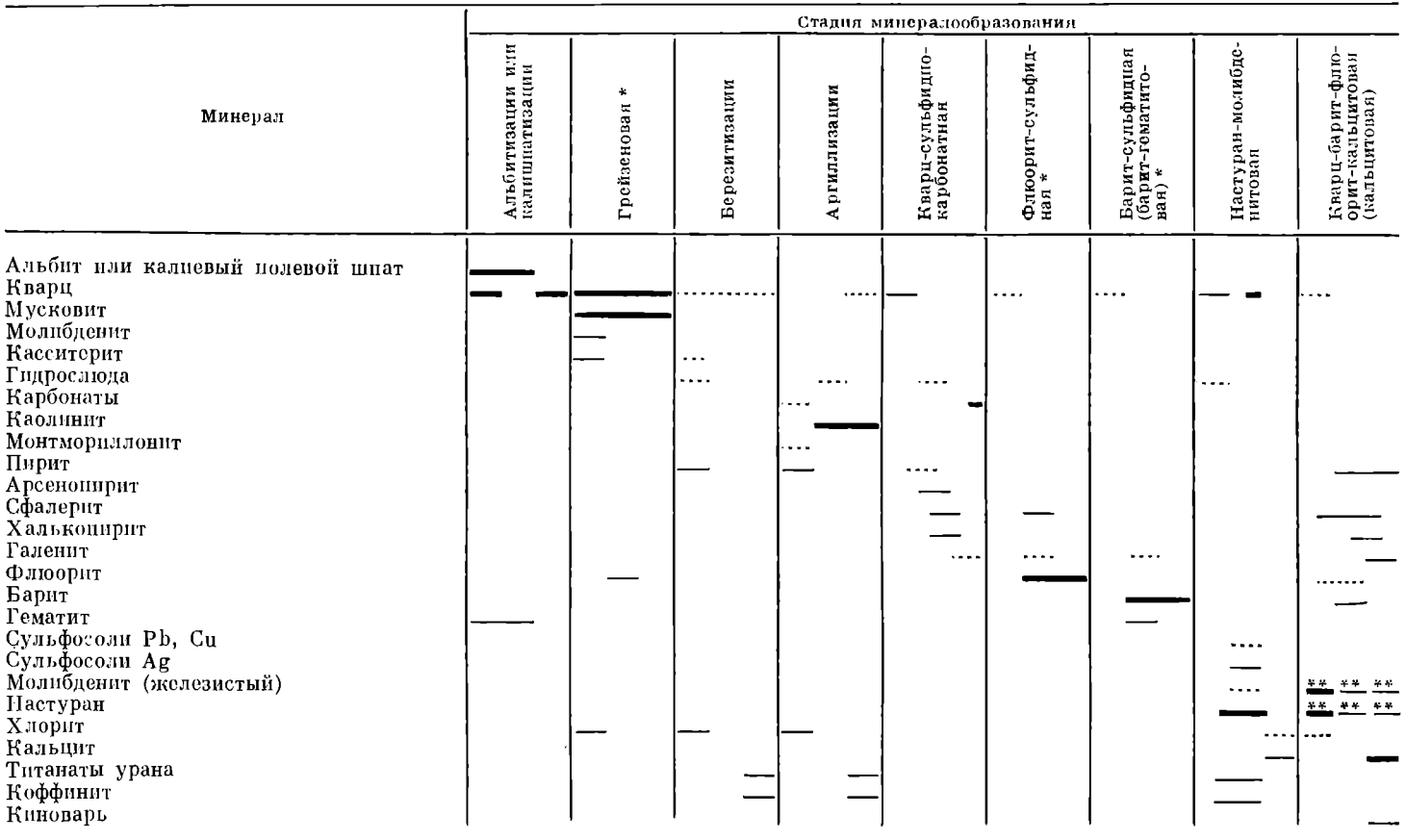
К I группе относятся месторождения с дифференцированным развитием минералообразующего процесса, т. е. те из них, в которых после ранней стадии привноса щелочей следовали стадии выноса щелочей и щелочных земель (кислотное выщелачивание, по Д. С. Коржинскому), сменявшиеся последовательно сульфидной, урановорудной и послерудной стадиями. Для этих месторождений характерно проявление только одной продуктивной урановорудной стадии. Схема последовательности минералообразования на месторождениях этой группы приведена в табл. 14. Основным гипогенным урановым минералом здесь является настуран, менее распространены коффинит, титанаты урана, практически отсутствуют аршиновит, ураноносный циркон и апатит.

Ко II группе относятся месторождения, сформированные в условиях проявления щелочного процесса при минералообразовании. Их формирование не сопровождалось стадиями выноса щелочей и щелочных земель, а практически весь процесс минералообразования протекал в обстановке привноса щелочей и щелочных земель. Особенно интенсивно щелочи привносились в ранние стадии минералообразования. Для месторождений этой группы характерно проявление по крайней мере двух продуктивных (урановорудных) стадий минералообразования, которые образуются последовательно или разделены сульфидной стадией. Основными урановыми минералами месторождений II группы являются титанаты урана (браннерит), силикаты урана (коффинит), урансодержащий апатит, реже окислы урана — уранинит и настуран. Вместе с урановыми минералами в более раннюю продуктивную стадию выделяются редкоземельные и ториевые минералы, а также минералы, содержащие упомянутые элементы в виде примеси.

Приведенных данных по минералогии гидротермальных месторождений, парагенезисам минералов, а также последовательности минералообразования оказывается недостаточно для выяснения различий в гидротермальных процессах, протекавших при формировании месторождений обеих выделенных групп. Такие компоненты, входящие в состав гидротермальных растворов, как хлор-ион, водород, метан и др., практически не образуют самостоятельных минералов, и лишь только часть их входит в небольшом количестве в состав некоторых минералов (например, хлор в слюде). Кроме того, даже такие распространенные компоненты гидротермальных растворов, как углекислота и продукты ее диссоциации, образуют самостоятельные минералы (карбонаты) преимущественно в специфических условиях (щелочных или близнейтральных). Эти компоненты не проявляются при отложении кварца, алюмосиликатов,

Таблица 14

Парагенетическая схема минералообразования месторождений I группы



——— — главные минералы; ——— — второстепенные минералы; ····· — редкие минералы.

* Стадии не всегда проявлены.
** Переотложенные минералы.

сульфатов и других минералов. Вместе с тем они во многом определяют условия переноса ряда полезных рудных компонентов (Pb, Zn, Cu, U, Fe, Mo и др.).

Более информативными для выяснения параметров и свойств гидротермальных растворов по сравнению с минералами являются заключенные в них газовые и газово-жидкие, жидкие и газово-жидко-твердые включения. Изучение температуры гомогенизации этих включений, их химического состава, давления, существовавшего в момент их формирования, pH жидкой фазы дает возможность получить недостающую информацию о самом гидротермальном процессе. Следует, однако, отметить, что химический состав включений информативен только по тем компонентам, которые не входят в состав минерала-хозяина. По отношению к компонентам, слагающим минерал и находящимся в растворе и газовой фазе газово-жидких включений, гидротермальный раствор является как бы «отработанным».

ТЕМПЕРАТУРА МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Определение температуры минералообразования проводилось по газово-жидким включениям, причем главным образом по температуре их гомогенизации. Как известно, определение этим методом температуры минералообразования значительно точнее по сравнению с определением ее методом декрепитации, основанным на выяснении температуры начала взрыва газово-жидких включений, поскольку она в определенной мере зависит от скорости нагрева. Как правило, истинная температура несколько выше температуры гомогенизации, за счет поправки на давление. Приведенные в табл. 15 результаты определения температуры свидетельствуют о том, что весь минералообразующий процесс на месторождениях I группы укладывается в интервал температур от 400 (и, возможно, немного выше) до 90° С.

О давлении в гидротермальных растворах при минералообразовании обычно судят по величине возможного гидростатического и литостатического давления, обусловленного столбом растворов или вмещающих пород, зависящего от глубины формирования гидротермальных образований от дневной поверхности. Более точные значения давлений в период формирования минералов получены при изучении газово-жидких включений. На ряде месторождений в них были обнаружены твердые фазы, которые растворялись при медленном нагреве после гомогенизации в жидкость, это позволило определить нижний предел давлений по разнице температур полной и частичной гомогенизации. В ряде случаев после определения суммарной концентрации углекислоты при незначительной концентрации хлоридов щелочей для определения давления была использована диаграмма Такеноучи и Кеннеди. Давление в минералообразующих растворах на месторождениях I группы (там, где это удалось определить) было, по-видимому (см. табл. 15), не ниже 450 кгс/см^2.

Температура формирования минералов и, вероятно, давление в растворах в течение всего минералообразующего процесса изменялись не только эволюционно, но и скачкообразно. На границах между стадиями минералообразования происходили скачкообразные, обратно направленные изменения температуры. Эти перепады температур подчеркивают перерывы минералообразования в гидротермальных растворах после возобновления минералообразования в каждую последующую стадию.

Анализ данных, приводимых в литературе по температуре образования минералов различных неурановых месторождений [160, 348, 349, 350, 351], показывает, что большинство из них (молибден-вольфрамовые, золото-молибде-

Температура и давление в гидротермальных растворах при минералообразовании, оцененные различными методами на отдельных месторождениях

Стадия минералообразования	Месторождения I группы				Месторождения II группы			
	Температура, °С	Способ определения	Давление, кгс/см²	Способ определения	Температура, °С	Способ определения	Давление, кгс/см²	Способ определения
Альбитизация	>350	Гомогенизация	?					
Грейзеновая	440—350	Гомогенизация (на полиметаллическом месторождении)	900—1000	По температуре растворения твердой фазы				
Березитизации	350—320	Гомогенизация	?					
Аргиллизации	≈300 и ниже	Гомогенизация	?					
Кварц-карбонатно-сульфидная	290—220	Гомогенизация и декрепитация	?					
Урановорудная	220—160	Гомогенизация и декрепитация	>450	По суммарной концентрации углекислоты				
Кварц-барит-флюорит-кальцитовая	210—120	Гомогенизация	>735—750	По температуре растворения твердой фазы				
Кальцит (кварц)-диккитовая	100—90	Декрепитация [146]	?					
Альбитизации					450—300	Эксперимент [8, 9, 434, 437, 453]	200	Эксперимент [8, 9, 434, 437, 453]
2-я урановорудная					220—130	Гомогенизация	?	
Кальцитовая					200—60	Гомогенизация и декрепитация	?	

Примечание. Приводимые данные не касаются месторождений позднеальпийской активизации, а также месторождений, сформированных в депрессиях, заполненных осадочными породами. Их температура на 30—60° С ниже.

новые, свинцово-цинковые) формировались в пределах от 400—450 до 90-100° С.

Определенное нами давление в растворах грейзеновой стадии одного из свинцово-цинковых месторождений оказалось равным 525—530 кгс/см² и для одного из флюоритовых месторождений 450 кгс/см². С учетом увеличения плотности растворов за счет концентрации растворенных компонентов величина давления должна быть увеличена на 20% для растворов свинцово-цинкового месторождения и на 10% для флюоритового, т. е. величина давления в растворах для этих месторождений оказывается близкой к 500—700 кгс/см².

Исследования перепада давлений в растворах по величине уменьшения температуры гомогенизации газово-жидких включений и падению концентрации CO_2 на флюоритовом месторождении Абагайтуй в кварц-флюоритовую стадию показали, что давление в растворах было не менее 750—800 кгс/см². Близкий нижний предел давления (550—650 кгс/см²) в растворах был установлен М. М. Элинсон и Б. Н. Алидодовым [348], определявшими давление, существовавшее при формировании шеелитового оруденения на месторождении Чорух-Дайрон.

Приведенные данные показывают, что температура и давление в гидротермальных растворах при формировании урановых месторождений I группы колебались в пределах тех же интервалов, что и на неурановых месторождениях и, следовательно, не могли служить причиной различия в минеральном составе этих месторождений. Таким образом, судя по температуре, давлению и по эволюции минерального состава, урановые месторождения этой группы близки к неурановым (золоторудным, золото-молибденовым, свинцово-цинковым, молибденовым, вольфрамовым). Разница между ними заключается в положении продуктивных стадий в процессе минералообразования, что обусловлено не различием всего температурного интервала процесса или давления, а, как показано дальше, в первую очередь отличиями в анионном составе гидротермальных растворов, и возможно, наличием тех или иных металлов в первоисточнике, из которого они поступали в растворы. В связи с этим вряд ли можно делить месторождения, исходя из всего процесса минералообразования на высокотемпературные (молибденовые, вольфрамовые, золото-молибденовые), среднетемпературные (свинцово-цинковые) и средне-низкотемпературные (урановые). Для всех этих месторождений начало и конец процесса минералообразования характеризуется близкими температурами.

Для месторождений II группы данных по температурам образования минералов относительно немного, но имеющийся материал позволяет оценить температурный интервал минералообразования в 450—60° С.

СОСТАВ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ

Состав гидротермальных растворов определялся по газово-жидким включениям. Методом тройной водной вытяжки устанавливался состав солей, остающихся в газово-жидких включениях после их вскрытия. Газовой хроматографией определялись газовая фаза и содержание воды в газово-жидких включениях, которые вскрывались двумя методами — растиранием в вакуумной мельнице (без контакта с металлом) и нагреванием в вакуумной кварцевой печи. Эти методы являются валовыми и, как показали специальные методические исследования, не позволяют даже при предварительной декрепитации в интервале температур растрескивания вторичных включений с последующим отмыванием освободиться полностью от вторичных газово-жидких включений.

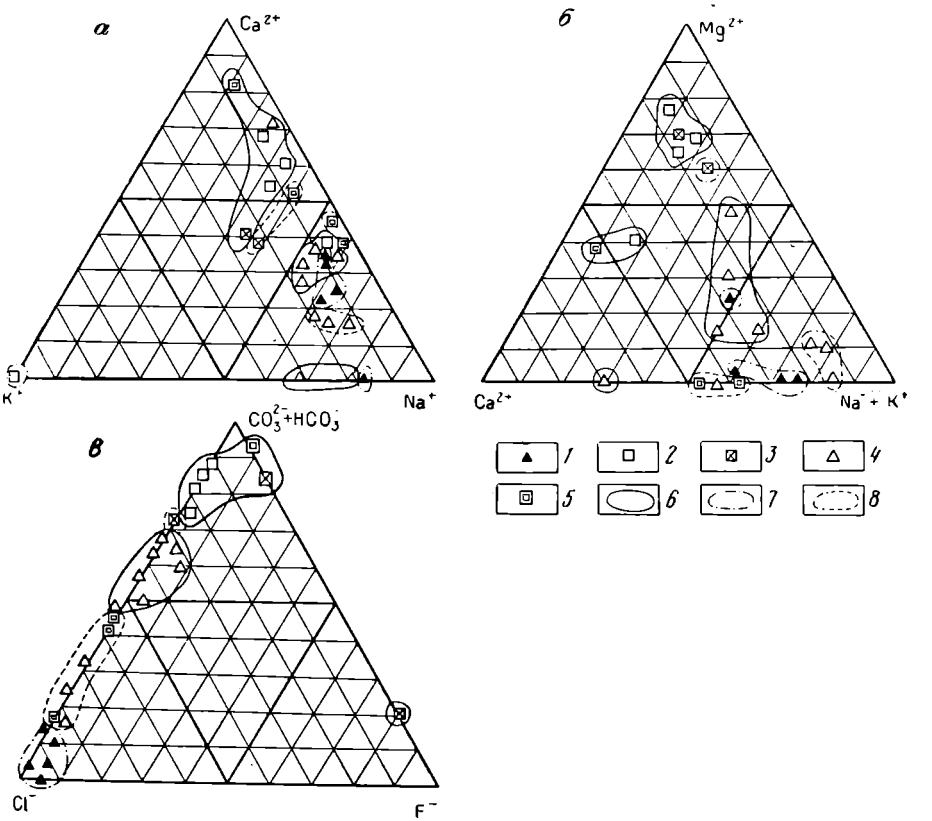


Рис. 108. Диаграммы соотношений катионов (*а* и *б*) и анионов (*в*) в водных вытяжках из газово-жидких включений минералов различных стадий минералообразования на урановых месторождениях 1, 2 и 3.

1—2 — дорудная стадия: *1* — кварц, *2* — доломит; *3* — 1-я послерудная стадия — анкерит; *4—5* — 2-я послерудная стадия: *4* — кварц, *5* — доломит; *6—8* — месторождения: *6* — № 1, *7* — № 2, *8* — № 3

Вследствие этих недостатков полученные данные могут быть полезными для качественной расшифровки состава гидротермальных растворов, выяснения эволюции их состава во времени для определения лишь в первом приближении порядка концентрации компонентов. Небольшая часть данных, полученных на трех типичных урановых месторождениях I группы, приведена на рис. 108.

Месторождения 1 и 3 располагаются в фундаменте вулканогенных депрессий, сложенном образованиями геосинклинального складчатого комплекса (см. табл. 2, класс А, группа 3). Для них установлена пространственная и возрастная связь с поздним (орогенным) магматизмом. Месторождение 2 находится в породах догеосинклинального платформенного чехла (см. табл. 2, класс Б, группа 3). Процесс минералообразования этих месторождений характеризуется следующим развитием стадийности во времени. Альбитовая стадия → стадия березитизации → кварцево-сульфидная → молибденит-настурановая → кварц-анкеритовая.

На всех трех месторождениях катионный состав гидротермальных растворов (см. рис. 108, *а* и *б*) оказался преимущественно магнезиально-кальциево-натриевым. На месторождении 1 в кварц-сульфидную стадию растворы были

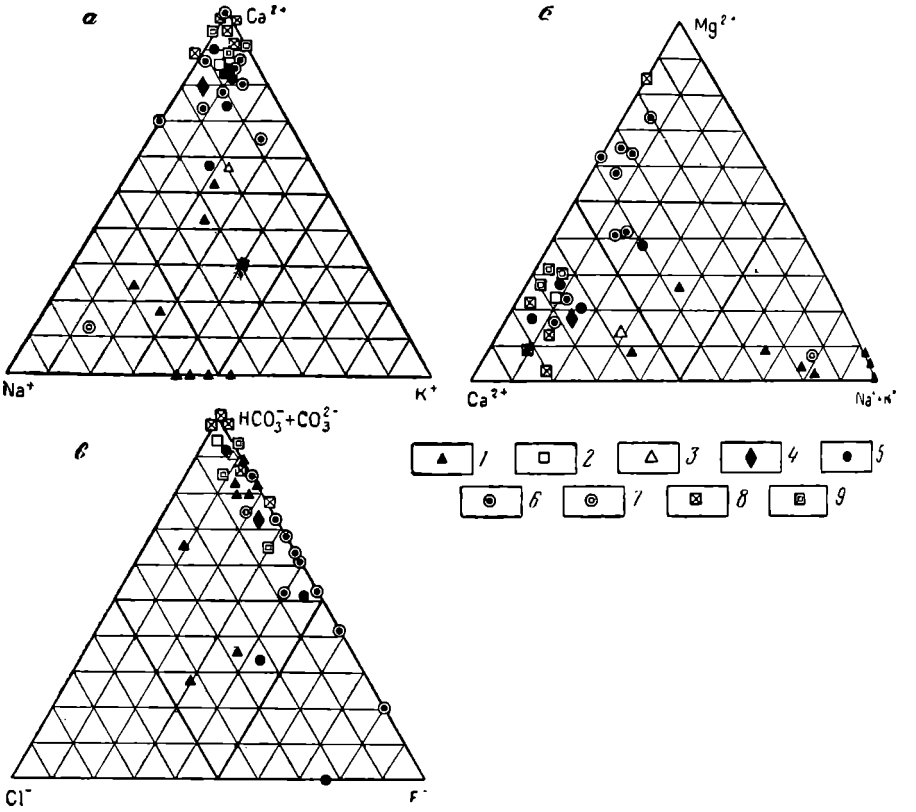


Рис. 109. Диаграммы соотношений катионов (*а* и *б*) и анионов (*в*) в водных вытяжках из газово-жидких включений минералов различных стадий минералообразования на урановом месторождении 4.

1—2 — дорудная стадия: *1* — кварц криптокристаллический, *2* — анкерит; *3—4* — рудная стадия: *3* — кварц гребенчатый, *4* — настуран; *5—9* — послерудная стадия: *5* — флюорит черный, *6* — флюорит зеленый и фиолетовый, *7* — флюорит фарфоровидный, *8* — кальцит ромбоэдрический, *9* — кальцит пластинчатый

преимущественно магниевыми, а на месторождении 2 — натриевыми. В пострудную (кварц-анкеритовую) стадию при отложении карбонатов на месторождениях 1 и 3 растворы были очень близкими между собой по катионному составу — кальциево-натриевыми с примерно одинаковой величиной соотношения между обоими катионами, в то время как на месторождении 2 из катионов в растворах обнаруживается в существенных количествах только калий.

Соотношение между анионами в гидротермальных растворах тех же месторождений приведено на рис. 108, *в*. В течение кварц-сульфидной (III) и пострудной стадии на месторождении 1 гидротермальные растворы были обогащены продуктами диссоциации угольной кислоты по сравнению с количеством других анионов. На месторождении 2 в кварц-сульфидную стадию в растворах преобладал хлор-ион, а в пострудную фтор-ион. С последним, очевидно, связано и появление флюорита в эту стадию минералообразования. На месторождении 3 в пострудную стадию преобладала углекислота (продукты ее диссоциации) над другими анионами (хлор-ионом, сульфат-ионом). Таким образом,

по анионному составу гидротермальные растворы на всех трех месторождениях (в течение тех стадий, растворы которых были исследованы) являлись преимущественно хлоридно-бикарбонатными (месторождение 1 и 3) или бикарбонатно-хлоридными (месторождение 2).

На диаграммах, приведенных на рис. 109, показаны результаты исследования растворов месторождения 4, расположенного в активизированной складчатой области (см. табл. 5, класс Б, группа 2). Оно характеризуется несколько другой схемой (по сравнению с предыдущими) развития процесса минералообразования: альбитизация → кварц-карбонатно-гидрослюдистое изменение → кварц-карбонатно-сульфидная стадия → молибденит-настурановая → кварц-флюорит-кальцитовая. Среди катионов в растворах в начале кварц-карбонатно-сульфидной стадии (некоторые образцы криптокварца) преобладал натрий, а уже начиная с конца этой стадии наблюдается преобладание кальция. В анионной части в гидротермальных растворах (см. рис. 109) в течение большей части процесса резко преобладали продукты диссоциации угольной кислоты над остальными анионами, и лишь при формировании флюорита в пострудную стадию ощущалось относительное увеличение концентрации фтор-иона. Эти данные позволяют заключить, что на данном месторождении анионный состав растворов был преимущественно фторидно-бикарбонатным. Таким образом, гидротермальные растворы на всех указанных месторождениях характеризовались относительно высокой концентрацией углекислоты и, очевидно, не случайно, что в соответствующую часть процесса в таких растворах мог переноситься уран. Вместе с тем различие в составе растворов по содержанию более сильных анионов (на месторождениях 1—3 хлор-ион, а на месторождении 4 — фтор-ион), видимо, обусловило разницу в дорудных изменениях пород: березиты на месторождениях 1—3 и кварц-карбонатно-гидрослюдистое изменение на месторождении 4.

По катионному составу растворы месторождений этих двух регионов различаются менее отчетливо, наблюдаются лишь общие тенденции, заключающиеся в том, что на месторождении 4 в растворах было больше кальция, а на месторождениях 2 и 3 — больше магния. Приведенные данные позволяют сделать очень важный вывод: различие или сходство состава растворов от стадии к стадии или между месторождениями одних и тех же или различных регионов наиболее отчетливо выявляется при сопоставлении их анионного состава. По-видимому, это объясняется тем, что катионы могут извлекаться (и извлекаются) из пород при воздействии на них растворов, а анионы (кроме SO_4^{2-} и S^{2-}) в основном привносятся из глубинного источника и не могут заимствоваться на месте (из алюмосиликатных пород). Таким образом, изменение состава анионов от стадии к стадии на одном и том же месторождении, по-видимому, отражает последовательность поступления их в раствор из глубинного источника. Геохимические особенности месторождения в отношении условий переноса промышленно важных компонентов больше зависят от анионного состава растворов, чем от катионного. Это логично, ибо тип месторождения обусловливается возможностью переноса (и переносом) полезных компонентов, который полностью зависит от количества комплексных соединений в растворах, а следовательно, от содержания анионов, являющихся главной составной частью этих комплексов.

Интересными являются также данные, полученные при изучении изменения соотношения между основными компонентами в пределах стадий минералообразования на месторождении (рис. 110). От начала к концу дорудной, рудной и пострудной стадий наблюдается уменьшение относительной концентрации

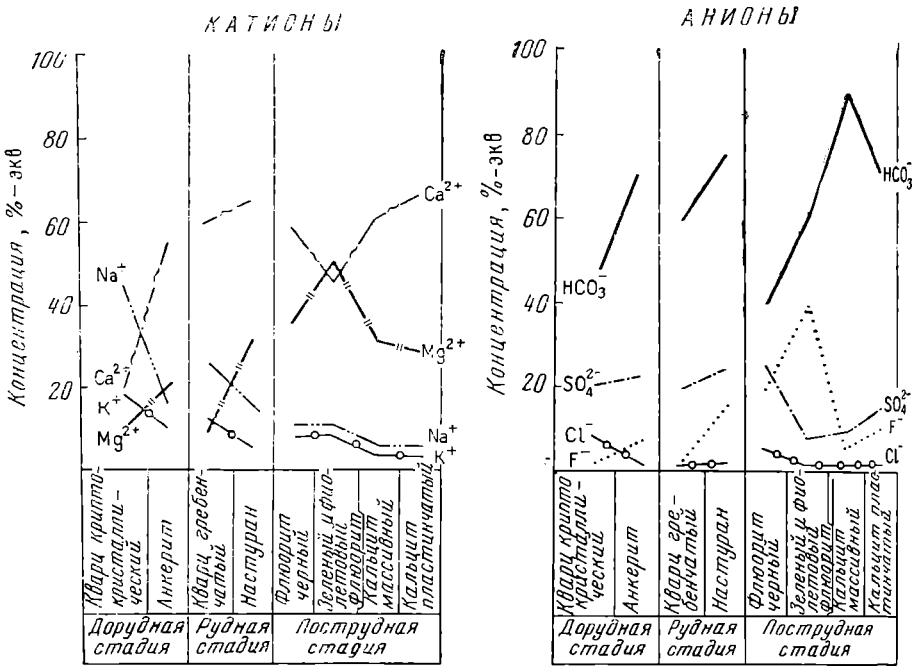


Рис. 110. Изменение относительных концентраций компонентов в растворах из газово жидких включений в минералах различных стадий минералообразования месторождения

щелочей и хлор-иона и соответственное возрастание катионов Ca^{2+} и Mg^{2} (для первых двух стадий). Относительные концентрации фтор-иона и сульфат иона* возрастают от начала к концу двух стадий, а в пострудную, наоборот уменьшаются. В целом относительная концентрация ионов Ca^{2+} и HCO_3^- ступен чато возрастает, а хлор-иона падает от более ранней стадии к поздней. Зако номерно повторяющееся изменение соотношений ионов в пределах стадии подчеркивает стадийный характер развития гидротермального процесса.

Проведенными исследованиями на месторождениях II группы пока полу чено относительно небольшое число данных по составу газово-жидких вклю чений в минералах этих месторождений, одно из которых (месторожде ние 5) сформировалось в терригенно-вулканогенных отложениях геосинклиналь ного комплекса (см. табл. 2, класс Б, группа 2), а другое (месторождение 6) - на древнем щите (см. табл. 2, класс Б, группа 1). На треугольных диаграммах (рис. 111) суммированы результаты исследований состава газово-жидких включений в минералах двух месторождений разных районов. На месторожде нии 6 исследовался состав газово-жидких включений в альбите (альбитит) развившемся по гнейсу, мигматиту, пегматоиду и граниту, а также в кварце сформировавшемся после альбита. На месторождении 5 проводилось изучение газово-жидких включений из анкеритов дорудной стадии и послерудного кальцита. Отличие растворов этих двух месторождений по катионному составу

* Ион SO_4^{2-}, возможно, появляется в водных вытяжках в результате окисления сульфидной серы.

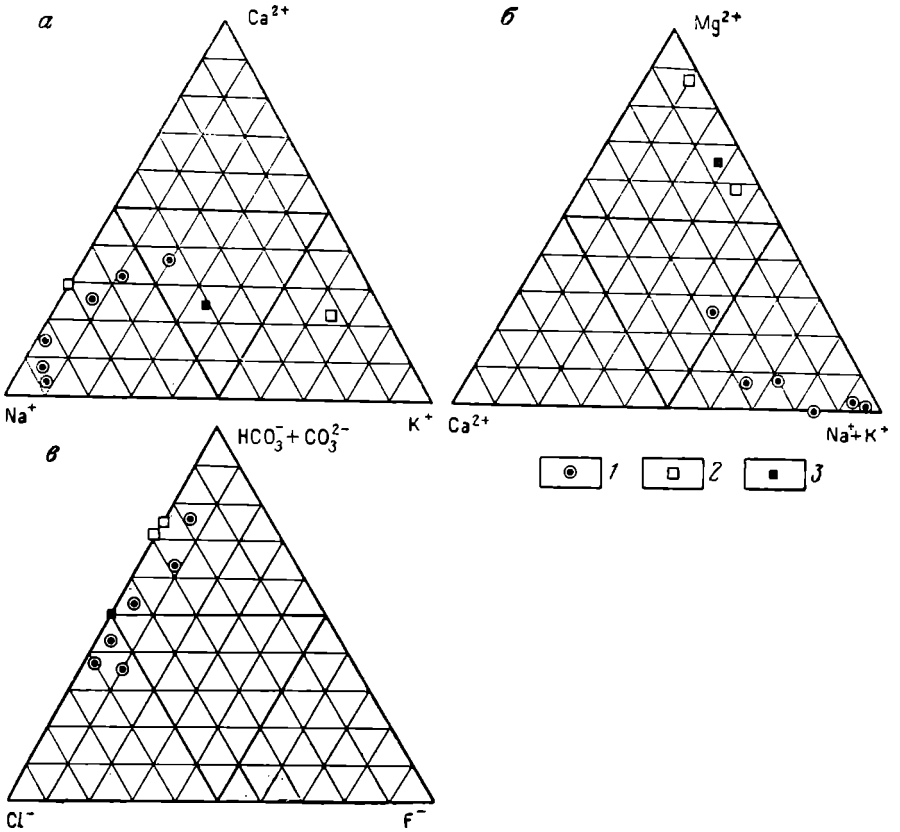


Рис. 111. Диаграммы соотношений катионов (*а* и *б*) и анионов (*в*) в водных вытяжках из газово-жидких включений минералов различных стадий минералообразования на месторождениях 5 и 6.

1 — альбит дорудной стадии (месторождение 6); *2—3* — карбонат (месторождение 5): *2* — дорудной стадии, *3* — послерудной стадии

(см. рис. 111, *а* и *б*) заключается в содержании Na^+ и Mg^{2+}. Растворы, сформировавшие месторождение 5, обогащены ионом Mg^{2+}, в то время как гидротермальные растворы, обусловившие формирование месторождения 6, сильно обогащены Na^+. На обоих месторождениях растворы были относительно обеднены Ca^{2+} и K^+. Анионный состав растворов на обоих месторождениях (см. рис. 111, *в*) оказался хлоридно-бикарбонатным (возможно, хлоридно-углекислым). Различие растворов по катионному составу объясняется тем, что месторождение 5 залегает в осадочных породах, обогащенных магнием, а месторождение 6 — в алюмосиликатных породах. Несомненно, что и абсолютная концентрация Na^+ в растворах, сформировавших альбит и кварц, была значительно выше на месторождении 6 по сравнению с его концентрацией на месторождении 5.

Приведенные данные позволяют прийти к следующим выводам:

1. Растворы, сформировавшие месторождения обеих выделенных нами групп, являлись высококонцентрированными, их суммарная концентрация,

как правило, была выше 100 г/кг H_2O, а в отдельных случаях превышала 500 г/кг H_2O.

2. Для различных стадий минералообразования в большинстве случаев наблюдается преобладание продуктов диссоциации угольной кислоты над другими анионами. В отдельных случаях (месторождение 2) в сульфидную и, по-видимому, в более ранние стадии в растворах преобладал Cl-ион над остальными анионами.

3. От начала минералообразующего процесса к его концу в растворах возрастала относительная и абсолютная концентрация углекислоты и уменьшалась концентрация Cl-иона.

4. Из катионов наиболее высокая относительная (и абсолютная) концентрация достигается у иона Na^+. Концентрация иона K^+ в растворах обычно невелика. Иногда (месторождение 4) в растворах наблюдается повышенная концентрация иона Ca^{2+}. Концентрация Na^+ в растворах, как правило, уменьшается от более ранней стадии к более поздней.

5. Наибольшая величина отношения Na^+/K^+ характерна для растворов, сформировавших месторождения II группы — от 7,7 до 11,6. На месторождениях I группы она колеблется от 1,8 до 6,4, иногда (при отложении пострудного кальцита) достигает 10—12.

КИСЛОТНОСТЬ-ЩЕЛОЧНОСТЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ

О величине pH растворов можно судить по прямым его замерам в растворах индивидуальных включений (по методике В. А. Калюжного [111]) во флюоритах и по замерам pH—Eh равновесий паст измененных пород с дистиллятом.

Замеры pH растворов индивидуальных включений (в условиях нормальной температуры и давления) были проведены на месторождении 4, а также на некоторых флюоритовых. Полученные данные систематизированы на графиках в системах координат pH—t гомогенизации. На месторождении 4 (рис. 112) в пострудную стадию гидротермальные растворы являлись слабокислотными (при отложении более раннего фиолетового флюорита) до нейтральных и слабощелочных (при формировании более позднего зеленого флюорита). На флюоритовом месторождении (рис. 113) приведенные к нормальным условиям значения pH растворов, сформировавших флюорит редкометальных и обычных грейзенов, колеблются соответственно в пределах 2,2—2,75 и 2,5—3,25, а флюорит более поздних стадий — 5,3—6,25 и 5,7—6,5. Обнаруженные при нормальной температуре такие низкие значения pH растворов для грейзенов свидетельствуют о том, что они могли задаваться сочетанием сильных анионов (в первую очередь Cl-ионом) и Ca^{2+}, но не карбонатным равновесием. Вслед за грейзенами на соседнем полиметаллическом месторождении проявилась сульфидно-полиметаллическая стадия минералообразования, которая, судя по перерыву в значениях pH и температуры гомогенизации (см. рис. 113), отсутствовала на флюоритовом месторождении.

Кислотно-щелочную характеристику растворов урановорудной стадии на месторождениях I группы по определениям pH индивидуальных включений выявить не удается в связи с очень небольшими размерами газово-жидких включений в минералах этой стадии. Поэтому была произведена попытка определить на одном из урановых месторождений эту характеристику методом паст, предложенным А. К. Лисицыным [175]. Этим методом были проведены многочисленные замеры pH равновесий паст *, приготовленных из настурана

* Исследования проводились И. В. Черных совместно с автором.

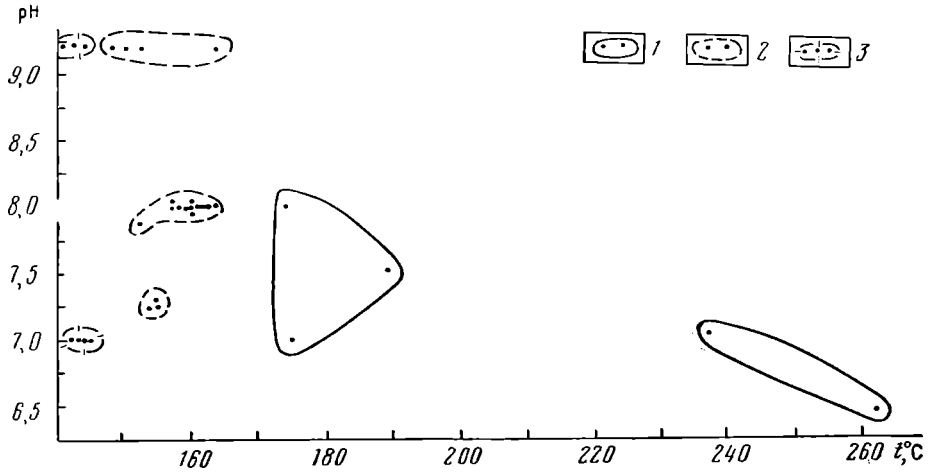


Рис. 112. Значение pH растворов и температуры гомогенизации газово-жидких включений во флюорите различных генераций на урановом месторождении 4.

Генерация флюорита: *1* — фиолетовая, *2* — голубовато-зеленая, *3* — зеленая

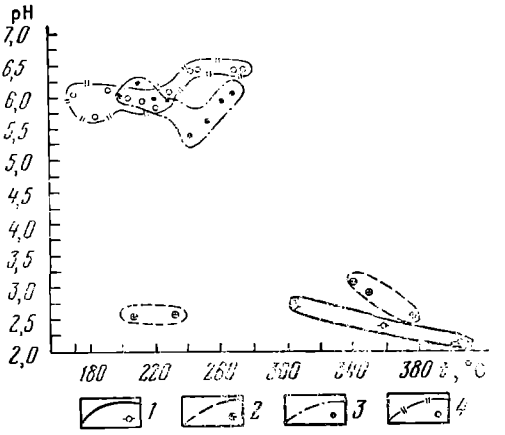


Рис. 113. Значение pH растворов и температуры гомогенизации газово-жидких включений во флюоритах различных стадий минералообразования на флюоритовом месторождении с грейзенами:

1 — в редкометальных грейзенах; *2* — в грейзенах, *3* — в ранней флюоритовой стадии; *4* — в поздней флюоритовой стадии

и вмещающей породы на разных расстояниях от рудных тел. В рудных телах, залегающих в трахидацитах (рис. 114, *а*), pH равновесия по мере приближения к центру рудных тел сдвигается в менее щелочную область, в то время как в нижних частях рудных тел, залегающих в породах основного состава (см. рис. 114, *б*), — в сторону более щелочных значений pH, а в верхних, наоборот, в сторону более кислых. Следует подчеркнуть, что pH равновесия паст в андезито-базальтах более щелочной, чем в трахидацитах.

В связи с тем что на этом месторождении поток рудоносных растворов имел направление снизу вверх (установлено специальными исследованиями), щелочно-кислотная характеристика растворов более близка к той, которая обнаруживается в нижней части рудных тел, а не в верхней, куда просачивались уже нейтрализованные растворы. А поэтому, несмотря на то что истинные значения pH растворов установлены быть не могут, можно считать, что рудоносные растворы были щелочными, но не кислыми; об этом же свидетельствует очень характерная реакция замещения альбита железистым хлоритом.

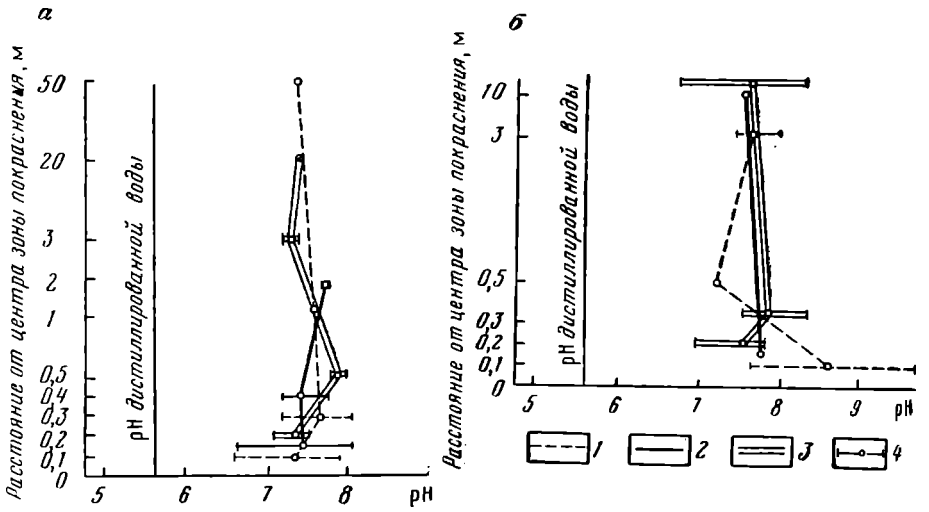


Рис. 114. Изменение pH равновесия дистиллированной воды с измененными трахидацитами (*а*) и андезито-базальтами (*б*) в зависимости от расстояния от центра рудного тела. По И. В. Черных.

Части рудных зон: *1* — нижние; *2* — средние; *3* — верхние. *4* — пределы колебаний и средние значения

ФОРМЫ ПЕРЕНОСА КОМПОНЕНТОВ В РАСТВОРАХ

В последнее время появились работы, в которых были объединены результаты экспериментальных исследований с теоретическими построениями. В результате теоретического анализа экспериментальных данных Г. Б. Наумову, Б. Н. Рыженко и И. Л. Ходаковскому [208], Р. П. Рафальскому [251], Н. Н. Барановой [10] удалось вывести ряд уравнений, позволяющих рассчитывать константы нестойкости (или устойчивости) различных химических соединений в водных растворах при различных температурах. Кроме того, И. Л. Ходаковским [325] путем обобщения экспериментальных данных выведено новое уравнение состояния жидкой воды и уравнение зависимости диэлектрической постоянной воды от температуры и давления. Это позволило определять стандартные тепловые эффекты реакций, парциальные моляльные теплоемкости и объемы растворенных в воде веществ для растворов, обладающих высокой ионной силой, т. е. высококонцентрированных. К сожалению, пока получено мало экспериментальных данных по выявлению ассоциированных форм переноса основных компонентов в высококонцентрированных водных растворах.

Как показывает изучение состава газово-жидких включений в минералах урановых месторождений, в период их формирования в гидротермальных растворах в различные стадии процесса находились такие основные компоненты, как угольная кислота (H_2CO_3, HCO_3^-, CO_3^{2-}) и газ CO_2, F^- и HF, HCl и Cl^- и их растворимые соли, ортокремневая кислота (H_4SiO_4, $H_3SiO_4^-$—SiO_4^{3-}), серная кислота (H_2SO_4, HSO_4^-, SO_4^{2-}) и ее растворимые соли, щелочи (Na^+, K^+), щелочные земли (Ca^{2+}, Mg^{2+}), реже гидроокись алюминия ($Al(OH)_3$, $Al(OH)_2^+$, $AlOH^{2+}$, $Al(OH)^-$), сероводородная кислота (H_2S, HS^- и S^{2-}), мышьяковистая кислота (H_3AsO_3, $H_2AsO_3^-$, $HAsO_3^{2-}$). Кроме того, в растворах, по-види-

мому, в виде комплексных соединений — карбонатных, хлоридных, гидроокисных, гидросульфидных, фторидных, сульфатных и смешанных — присутствуют полезные (промышленно важные) компоненты. Наряду с этим в растворах находились и растворимые газы (H_2, NH_3, CO, CH_4) и, вероятно, огранические соединения. Соотношения между главными компонентами растворов (кислотами-анионами и катионами-щелочами и щелочными землями) в совокупности с температурой и давлением определяют возможность появления того или иного полезного компонента в растворах.

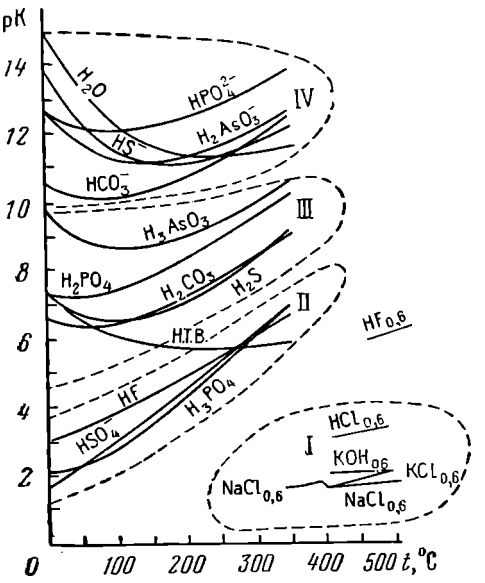


Рис. 115. Температурная зависимость констант диссоциации электролитов. Составлена по данным Г. Б. Наумова, Б. Н. Рыженко, И. Л. Ходаковского (1971 г.).

pK — логарифм константы диссоциации, взятый с обратным знаком

Основные компоненты. Присутствие основных компонентов в растворе еще не определяет их химическую активность, так как при высоких температурах (~400° С) большинство компонентов находится практически в недиссоциированной форме и лишь с понижением температуры растворов происходит их диссоциация. Таким образом, увеличение диссоциации того или иного компонента с понижением температуры водных растворов играет определенную роль в том, насколько данный компонент может участвовать в химических реакциях, комплексообразовании, диффузионных процессах и т. п. *. В связи с этим очень важно знать, как изменяются константы диссоциации основных компонентов с изменением температуры водных растворов.

По величине константы диссоциации основные компоненты могут быть разделены на четыре (I—IV) группы (рис. 115). В четвертую группу входят очень слабые электролиты, диссоциирующие по второй ступени (HS^-, HCO_3^-, $H_2AAsO_3^-$) или по третьей ступени (HPO_4^{2-}). Сюда же относится и вода. Эта группа соединений является очень важной, ибо в результате диссоциации ионов HCO_3^-, HS^-, HPO_4^{2-} в растворе появляются CO_3^{2-}, S^{2-}, PO_4^{3-}-ионы, определяющие формирование карбонатов, сульфидов и фосфатов в гидротермальных образованиях. Для урановых месторождений особый интерес представляет температурное изменение константы диссоциации бикарбонат-иона. Максимальная величина константы диссоциации бикарбоната в водном растворе отмечается при температуре около 80° С. При 200° С диссоциация его примерно такая же, как и при 0° С, а при 350° С константа диссоциации уменьшается примерно на два порядка, в связи с чем концентрация карбонат-иона при этой температуре очень мала. Практически появление его в гидротермальном растворе в сколько-нибудь значащем количестве воз-

* В концентрированных растворах большое значение имеет и взаимное влияние ионов друг на друга. От этого также зависит возможность диссоциации соединений на ионы.

можно лишь в сильно щелочной среде. Так, например, при 200° С и $\sum CO_2 =$ = 1 моль/л концентрация CO_3^{2-}, равная 10^{-5} моль/л достигается при pH 5,9, а при 300° С и той же суммарной концентрации углекислоты лишь при pH 7,9. Вместе с тем нейтральная точка воды для этих температур находится примерно при одном и том же значении pH (5,68 и 5,69 соответственно). Таким образом, уже при температуре 300° С бикарбонат-карбонатное равновесие не может играть сколько-нибудь заметной роли в определении кислотности-щелочности растворов. Тем более его роль уменьшается при 350° С, когда бикарбонат-ион становится слабее даже чем гидросульфид-ион. Отсюда образование такого простого карбоната, как кальцит, при температуре 350° С, $\Sigma CO_2 = 1$ моль/л и близнейтральных условиях (pH 5) может осуществляться только в том случае, если концентрация иона Ca^{2+} в растворах будет не меньше, чем $4 \cdot 10^{-2,8}$ г/л, а появление такого карбоната, как сидерит, вообще маловероятно.

В этой же группе находятся гидросульфид-ион и гидрофосфат-ион. Эти ионы, так же как и бикарбонат-ион, являются очень слабыми и не могут оказывать заметного воздействия на изменение кислотности-щелочности растворов, тем более что их концентрация в растворах, судя по исследованиям газово-жидких включений, очень низка. Для появления S^{2-} и особенно PO_4^{3-} при 300° С в растворах необходима щелочная обстановка. В связи с тем что при 300° С на месторождениях I группы гидротермальные растворы имеют значение pH ниже нейтрального, появление заметных концентраций S^{2-} и тем более PO_4^{3-} маловероятно. А поэтому и отложение сульфидов из растворов будет осуществляться лишь в специфической обстановке (например, при взаимодействии с карбонатными породами, приводящими к подщелачиванию растворов; при заимствовании серы из вмещающей среды; смешении гидротермальных растворов с более холодными вадозовыми водами, содержащими сульфидную серу). В связи с изложенным становится понятным, почему перенос PO_4^{3-} иона (а вместе с этим и образование апатита) происходит преимущественно при температурах выше 350° С, т. е. в тот момент, когда растворы являются щелочными, а не при температуре 300° С, когда растворы становятся кислотными.

В третьей группе электролитов — H_3AsO_3, $H_2PO_4^-$, H_2S и H_2CO_3 - наибольший интерес представляют последние два. С повышением температуры до 320—350° С константы диссоциации обеих кислот уменьшаются примерно на два порядка и тем самым кислоты становятся очень слабыми, роль их в создании щелочности-кислотности растворов становится несущественной. Но при температурах 300° С и ниже роль угольной кислоты как pH-задающего компонента в связи с ее высокой концентрацией является очень значительной.

Вторая группа кривых характеризует изменение констант диссоциации сильных электролитов — HF, H_3PO_4 и 2-й константы серной кислоты (формирование сульфат-иона). При 350° С эти кислоты становятся примерно равными по силе таким слабым кислотам, как сероводородная и угольная. В связи с этим при 300—350° С диссоциация этих компонентов уже в заметной мере зависит от щелочности-кислотности растворов. Поэтому при этих температурах для образования сульфатов или фторидов необходимо или значительное подщелачивание растворов (что достигается, по-видимому, редко), или поступление растворов в среду, сильно обогащенную щелочными землями (в первую очередь кальцием). Более благоприятен для образования значительного количества флюорита или сульфатов (барит) интервал температур ниже 270° С.

Видимо, этим и объясняется выпадение барита и флюорита наиболее часто из растворов, имеющих температуру не выше 270—300° С.

К первой группе отнесены сильные электролиты — HCl, KOH, NaOH, NaCl, KCl, диссоциация которых и при высоких температурах (близких к критической) является достаточно большой *. Очевидно, сочетание этих электролитов в растворах и будет определять свойства растворов при температурах, близких к 350—380° С. В надкритической области ($t \sim 400°$ С и выше) при высоких давлениях, по-видимому, будет велика роль щелочей (KOH, NaOH) и их хлоридных солей, так как даже самая сильная кислота HCl при 400° С и плотности растворителя 0,6 г/см³ имеет pH 2,92 ($K = 10^{-2,92}$), а у KOH, KCl и NaCl при тех же условиях pH соответственно равен 1,89; 1,46 и 1,45 ($K = 10^{-1,89}$, $10^{-1,46}$ и $10^{-1,45}$), т. е. больше чем в 10 раз. В связи с тем что соли KCl и NaCl имеют нейтральное значение pH гидролиза, а KOH и NaOH являются щелочами, то при указанных выше температурах растворы, обогащенные этими солями, должны быть щелочными. Поэтому в начале гидротермального процесса всегда будет проявляться щелочная стадия, характеризующаяся привносом щелочей (Na или K). В зависимости от того, какими ионами обогащены растворы, будет происходить обмен щелочными катионами с вмещающей породой (Na^+ или K^+).

С понижением температуры и увеличением констант диссоциации наряду со щелочами и хлоридами щелочей большую роль начинает играть HCl, что приводит к возрастанию кислотности растворов и появлению кислотной или кислотных стадий. При дальнейшем развитии процесса и понижении температуры растворов в них будет возрастать концентрация продуктов диссоциации слабых кислот — угольной и сероводородной. Таким образом, при понижении температуры растворов их состав в связи с температурным изменением констант диссоциации основных компонентов будет меняться [207]. Вместе с тем, как показывает изучение газово-жидких включений, состав растворов во времени изменяется не только от изменения констант диссоциации, вызванной сменой температуры. Изменяются суммарные концентрации щелочей, кислот, оснований и их солей, что не связано с константами диссоциации. Так, в начале гидротермального процесса растворы оказываются обогащенными щелочами и хлоридами щелочей, а в середине и в конце процесса содержание щелочей и хлоридов щелочей резко уменьшается. Возрастают суммарная концентрация углекислоты, содержание фтор-иона и др.

Изменение концентрации компонентов в растворах может быть объяснено разновременным отделением компонентов от источника на глубине (возможно магматического). Не исключено, что это связано с более ранним отделением от магмы тех компонентов, фугитивность которых более высока в газовом состоянии [203] (рис. 116). С другой стороны, для таких компонентов, как сульфат-ион, это может быть объяснено тем, что растворение сульфатов (ангидрит, гипс) экзогенного происхождения становится возможным начиная лишь с определенной температуры, при которой произведение растворимости минерала заметно возрастает и становится выше произведения активностей слагающих его компонентов в гидротермальном растворе.

Кроме температурного изменения констант диссоциации большое влияние на растворимость компонентов в гидротермальном растворе оказывают давление (для компонентов с высокой фугитивностью) и присутствие других электролитов (эффект высаливания). Особенно значительно проявляется влияние

* При температурах до 300° С их константы диссоциации близки к единице.

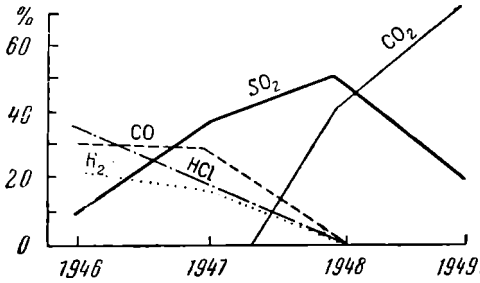


Рис. 116. Изменение состава фумарольных газов кратера Билюкаи во времени. По С. И. Набоко

обоих факторов на углекислоту. Растворимость ее в воде в значительной мере зависит от суммарного давления в растворе, причем чем выше температура, тем влияние давления сильнее. Например, при 100° С [182] давление сказывается главным образом в интервале 0—150 кгс/см², при 200° С — в интервале 0—400 кгс/см², а при 300° С влияние давления не зависит от интервала и увеличивает растворимость CO_2 в среднем на 65 г в 1 кг воды при увеличении давления на каждые 100 кгс/см².

Высаливание углекислоты, приводящее к уменьшению растворимости CO_2 [182], главным образом проявляется в растворах хлоридов и сульфатов щелочей и щелочных земель при их концентрации 1—2 моля на 1 кг воды. Эффект высаливания CO_2 минимален для растворов: NaCl при температуре 140—150° С, KCl при 30° С и $CaCl_2$ при 70° С. С увеличением температуры высаливающий эффект возрастает, причем наиболее сильно у KCl, менее у NaCl и еще меньше у $CaCl_2$. По данным С. Д. Малинина [182], при 300° С в одномолярном растворе $CaCl_2$ будет растворено в 2,5 раза меньше CO_2 по сравнению с чистой водой. В таком растворе при $\sum CO_2 = 150$ г/л будет растворяться только 60 г/л CO_2. Для одномолярных растворов NaCl и особенно KCl концентрация растворенной углекислоты будет еще меньше. Следует подчеркнуть, что высаливающий эффект является суммарным от действия всех хлоридов и сульфатов щелочей и щелочных земель. Таким образом, в растворах хлоридов щелочей, характерных для полиметаллических месторождений, количество растворенной и диссоциированной углекислоты будет ниже (при одинаковой $\sum CO_2$) по сравнению с растворами урановых месторождений, обедненных хлор-ионом. Приводимые данные свидетельствуют о том, что при температурах выше 300° С концентрация CO_3^{2-} иона в растворах будет очень небольшой, даже при щелочных значениях pH.

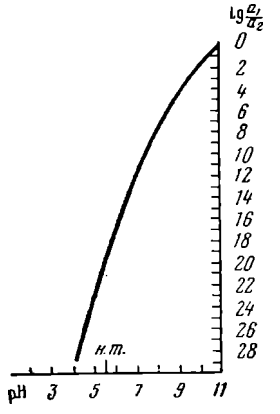


Рис. 117. Относительное изменение концентрации $[UO_2(CO_3)_3]^{4-}$ в зависимости от изменения pH раствора при 200° С, $p_{об} = 200$ кгс/см². н. т. — нейтральная точка

Полезные компоненты (микрокомпоненты). Рассмотренное в общем виде поведение наиболее распространенных кислот и солей в растворе при изменении температуры позволяет понять, почему перенос полезных компонентов происходит в определенные периоды гидротермального процесса. К полезным компонентам, характерным для урановых месторождений, следует отнести U, Mo, Pb, Be, As, Sb.

Уран, как показано в ряде работ [231, 250, 215, 325], может переноситься в гидротермальных растворах преимущественно в виде уранил-карбонатных ком-

плексных и уранил-гидроокисных соединений в зависимости от температуры растворов, концентрации углекислоты в них и кислотности-щелочности. С увеличением температуры константы нестойкости уранил-карбонатных комплексов уменьшаются.

Роль фторидных и сульфатных комплексов уранила, по-видимому, малосущественна из-за меньшей устойчивости и относительно низких концентраций соответствующих аддендов в гидротермальных растворах.

Расчеты, проведенные по уравнению $UO_{2водн} + 3CO^{2-}_{3водн} = [UO_2(CO_3)_3]^{4-}_{водн} + 2\bar{e}$ с применением формулы Нернста и при постоянных давлении 200 кгс/см², $t = 200°$ С, Eh и $E°$ *, позволили оценить изменение концентрации уранил-трикарбоната ($\lg \frac{a_1}{a_2}$, где a_1 — активная концентрация комплекса $[UO_2(Co_3)_3]^{4-}$ начальная, a_2 — то же, после уменьшения давления) в зависимости от pH раствора (рис. 117). Максимальная концентрация урана в виде уранил-трикарбоната в наиболее щелочной области была выбрана в 0,6 г/л, что согласно экспериментальным данным Р. П. Рафальского [251] вполне вероятно для растворов с высокой концентрацией углекислоты при 200° С. В соответствии с приводимой кривой уже при pH 9 максимально возможная концентрация уранил-трикарбоната уменьшается в 10^5 раз и не будет превышать 10^{-6} г/л, т. е. окажется такой же, как в обычных поверхностных водах. Но раствор с pH 9 при 200° С представляет собой сильнощелочную среду, на 3,3 единицы pH выше нейтральной точки воды, которая вряд ли может существовать в природе. Таким образом, уже при 200° С перенос урана в виде уранил-трикарбоната маловероятен. Более вероятны дикарбонат и монокарбонат уранила. Для этих карбонатных комплексов для 200° С И. Л. Ходаковским [325] были рассчитаны константы нестойкости: $K_{[UO_2(CO_3)_2]^{2-}} = 10^{-19,4}$ и $K_{UO_2CO_3} = 10^{-12}$. При понижении температуры до 25° С величина константы нестойкости этих комплексов увеличивается соответственно до $10^{-16,75}$ и $10^{-9,87}$. Таким образом, если учесть, что с увеличением температуры растворов от 25 до 200° С диссоциация угольной кислоты уменьшается очень немного (0,73 порядка для первой и 0,18 порядка для второй константы), то при увеличении температуры до 200° С максимальная концентрация урана может даже увеличиться при одинаковых концентрациях суммарной углекислоты.

Второй довольно устойчивой формой переноса урана являются гидрооксокомплексы уранила. Как это показано И. Л. Ходаковским [325], при температуре выше 170° С для кислой и близнейтральной сред характерно существование в гидротермальных растворах иона UO_2OH^+, а в слабощелочной и щелочной $UO_2(OH)_2$. Константа нестойкости последнего при этой температуре равна $10^{-7,26}$, что намного больше по сравнению с приведенными выше константами уранил-карбонатных комплексов. В связи с этим гидрооксокомплексы могут играть какую-либо роль только при отсутствии углекислоты (при температуре около 200° С и ниже) или при высоких температурах растворов, исключающих ее диссоциацию.

На месторождениях II группы уран нередко входит в состав апатитов, формирующихся из щелочных натриево-бикарбонатных растворов. Такая тесная связь урана с апатитом позволяет предположить возможность переноса урана в виде уранил-фосфатных комплексов в щелочных условиях.

---

* Детали расчета приведены в главе X в книге «Геология гидротермальных урановых месторождений». М., «Наука», 1966.

Известные по экспериментальным данным фосфатные комплексы $UO_2H_2PO_4$, $UO_2(H_2PO_4)_2$, $UO_2(H_2PO_4)$ (H_3PO_4) [457] имеют очень большие константы нестойкости (не менее $4{,}58 \cdot 10^{-2}$ при нормальной температуре) и потому малореальны для природных условий. Соединения UO_2HPO_4, UO_2KPO_4, $UO_2NH_4PO_4$ плохо растворимы (произведения растворимости равны $2{,}14 \cdot 10^{-11}$; $7{,}76 \cdot 10^{-12}$; $4{,}36 \cdot 10^{-27}$) [353]. Г. Б. Наумов [231] высказал мнение, что эти соединения могут быть характерными для природных условий. По аналогии можно предположить, что и соединения типа UO_2NaPO_4 также могут существовать в природных условиях. В зоне окисления урановых месторождений обычны фосфатные слюдки, в которых два иона уранила связаны с двумя ионами PO_4^{3-} и с каким-либо двухвалентным или двумя одновалентными катионами (включая водород). Поэтому не исключена возможность существования в растворах фосфатов уранила $[UO_2PO_4]^-$. Можно ожидать также и появление смешанных фосфатно-гидроокисных комплексных соединений уранила типа $[UO_2PO_4OH]^{1-}$. Однако пока отсутствуют экспериментальные данные, подтверждающие существование этих комплексов. В связи с тем, что третья константа ортофосфорной кислоты меньше второй константы угольной кислоты на порядок, то эти комплексы могут быть довольно устойчивыми. В таком случае важной является величина отношения активных концентраций фосфат- и карбонат-ионов. При 350° С (температура вполне вероятная для фосфатоносных растворов) отношение активностей ионов будет следующим:

$$\frac{a_{PO^{3-}_{4\,водн.}}}{a_{CO^{2-}_{3\,водн.}}} = \frac{10^{-8{,}99} a_{H_3PO_{4\,водн.}}}{a_{H_2CO_{3\,водн.}} \cdot a^{2}_{H^{+}_{водн.}}}.$$

Если активности углекислоты и ортофосфорной кислоты в растворе будут равны, то активная концентрация иона PO_4^{3-} будет равна активной концентрации CO_3^{2-} при $a_{H^+_{водн.}} = 10^{-9}$, т. е. при pH 9. Так как нейтральная точка воды при этой температуре находится при pH 5,8, то раствор с pH 9 является сильно щелочным. Таким образом, если устойчивость фосфатных комплексов урана будет близка к устойчивости уранил-карбонатных комплексов, то перенос урана в виде первых при температуре ~350° С может осуществляться в щелочной среде, но, по-видимому, в небольших количествах, учитывая низкие концентрации соединений фосфора и гидротермальных растворах.

Перенос молибдена в гидротермальных растворах, как показано Г. Ф. Ивановой, Н. И. Левкиной и др. [247], осуществляется, вероятно, в виде иона MoO_4^{2-}, относительное количество которого в гидротермальных растворах с повышением их температуры возрастает из-за положительного температурного эффекта диссоциации солей молибденовой кислоты. Свинец, судя по экспериментальной работе Н. Н. Барановой [10], наиболее устойчив в виде гидросульфидных, карбонатных, гидроокисных, сульфатных и галогенидных комплексов. По прочности галогенидные комплексы пропорциональны силе галоидов: $I^- — Br^- — Cl^- — F^-$. Как следует из той же работы Н. Н. Барановой, перенос свинца в виде хлоридных комплексов наиболее вероятен в гидротермальных растворах при температуре около 300° С (возможно 270°) и выше, при которой, как уже указывалось, растворы становятся кислотными и обогащенными хлор-ионом. Сульфатная форма переноса, по-видимому, более характерна для температур около 200° С в случае обогащенности растворов сульфат-ионом (возможно

при формировании баритовых жил). Гидросульфидная форма переноса может проявляться при более низких (150—200° С) температурах. Вместе с тем для этих же температур может оказаться более эффективной карбонатная форма переноса, ибо в растворах при этом интервале температур и значений pH концентрация карбонат-иона может значительно преобладать над концентрацией гидросульфид-иона, а разница в величине констант соответствующих комплексов не превышает одного порядка.

По-видимому, для сульфидной стадии урановых месторождений перенос свинца в растворах более характерен в хлоридной либо сульфатной форме, а для урановорудной и пострудной стадий — в виде карбонатных комплексов, так как концентрация сульфидной серы в растворах, как уже говорилось, чрезвычайно низкая.

Для свинцово-цинковых месторождений, растворы которых обогащены хлор-ионом, перенос свинца и цинка осуществлялся главным образом в виде хлоридных комплексов, как это и показано Р. П. Рафальским [251].

В переносе сурьмы и мышьяка, согласно И. В. Мельникову и др. [196], Э. И. Сергеевой, И. Л. Ходаковскому [273], М. Я. Поповой, И. Л. Ходаковскому и Н. А. Озеровой [246], преобладающее значение имели гидрооксокомплексы (или мышьяковистая и сурьмянистая кислоты). При увеличении температуры растворов выше 200° С заметно возрастают максимально возможная концентрация гидрооксокомплексов сурьмы и мышьяка и растворимость этих элементов, что приводит к тому, что антимонит и сульфосоли мышьяка и сурьмы не образуются при более высоких температурах, а могут кристаллизоваться при температуре около 200° С и ниже. Это объясняет появление упомянутых минералов вместе с железистым молибденитом в урановорудную стадию при указанных пределах температур.

Таким образом, приуроченность тех или иных полезных компонентов (в виде минералов) к определенным стадиям минералообразования связана главным образом с особенностями переноса полезных компонентов в виде комплексов. Существование же их в растворе во многом определяется концентрацией несвязанных аддендов, что в свою очередь обусловливается изменением температуры и независимым от нее изменением концентрации компонентов.

Наряду с электролитами в гидротермальном растворе присутствуют газы, одна часть которых является ювенильной, а другая поступает из вмещающей среды (пород и вадозовых вод) в местах формирования минералов. В связи с тем что газовые компоненты могут иметь различное происхождение, установление их генезиса представляет собой довольно сложную задачу. К числу прямых методов определения их генезиса следует отнести изотопный анализ. Этим методом (при систематическом и массовом исследовании) удается в ряде случаев установить генезис серы, кислорода, углерода, водорода. Косвенными методами нередко удается предположить, с различной степенью надежности, происхождение этих компонентов. Сочетание косвенных методов с прямым при наличии однонаправленных выводов повышает надежность последних.

К числу косвенных методов следует отнести пространственную приуроченность гидротермальных минералов к породам, обогащенным аналогичными компонентами. Например, было установлено преимущественное осадочное и бактериальное происхождение серы в сульфидах многих урановых месторождений, при этом сравнивался также изотопный состав серы сульфидов и сульфатов в гидротермальных образованиях и осадочных породах.

Другим косвенным методом является появление одних и тех же газообразных компонентов в определенные периоды гидротермального процесса на

месторождениях различных металлов и некоторых нерудных ископаемых (полиметаллических, урановых, молибден-вольфрамовых, золоторудных, горного хрусталя и др.). В этом случае, очевидно, можно говорить о ювенильном происхождении этих компонентов. Таким путем удается установить генезис водорода. В связи с тем что водород для переноса урана в гидротермальных растворах играет огромную роль, остановимся на данной проблеме несколько подробнее.

Для некоторых месторождений урана было установлено, что урановая стадия минералообразования является последней в процессе, т. е. занимает положение пострудной. В эту стадию настуран отлагался вместе с манган-кальцитом, гидроокислами железа, самородными элементами и переотложенными сульфидами [296]. Вместе с тем по времени формирования на месторождениях I группы обычно урановорудная стадия является предпоследней. Возникает вопрос, чем вызвано передвижение рудной стадии в самый конец процесса.

Вмещающая среда во многих случаях оказывается одинаковой на тех и на других месторождениях, и, следовательно, причину надо искать, очевидно, в составе самих гидротермальных растворов. Анализ данных по газовому составу растворов месторождений различных металлов [348, 349, 350, 351, 160] показал, что в определенную часть гидротермального процесса (на свинцово-цинковых, молибден-вольфрамовых, золоторудных, пневматолито-гидротермальных и других месторождениях) в растворах появляются значительные концентрации водорода. На свинцово-цинковых и золоторудных месторождениях водород выделялся в течение почти всего процесса, причем максимальное его количество приходится на сульфидную стадию минералообразования. В скарновую (наиболее раннюю) и кальцитовую (наиболее позднюю) стадии содержание водорода резко снижается. Аналогичные данные были получены и на пневматолито-гидротермальных месторождениях. Исследованиями газово-жидких включений на урановых месторождениях, характеризующихся сдвигом урановой стадии в конец процесса, также установлено увеличение содержания водорода в сульфидную стадию и полное отсутствие его в растворах поздней, урановой, стадии. Сказанное позволяет считать, что наличие водорода в определенный период гидротермального процесса является общей закономерностью, присущей тем гидротермальным процессам, при которых формируются свинцово-цинковые, молибден-вольфрамовые, золоторудные и другие месторождения.

Изучение современных поствулканических процессов показало, что и в настоящее время существуют гидротермальные растворы, в которых водород ювенильного происхождения играет существенную роль. С. Арнорссон, В. И. Кононов, Б. Г. Поляков [5] установили, что к таким растворам следует относить гидротермы центральной части Исландии, обогащенные H_2, H_2S, CH_4, изотопами C^{13}, He^3 и обедненные дейтерием (по сравнению с поверхностными и коровыми водами). Эти водородные термальные растворы, формирующиеся в связи с вулканизмом срединной зоны океанических рифтов, характеризующиеся также высоким удельным выносом тепла, содержат микрокомпоненты, заимствованные из подстилающих пород. Среди них урана не отмечается. К таким же гидротермальным системам мантийного происхождения, по-видимому, следует отнести термы Камчатки, Курильских островов и других участков земной коры, в которых присутствуют H_2, CH_4, CO, N_2 [26, 73, 193, 202, 243]. Таким образом, появление водорода, метана и других углеводородов в термах является характерной особенностью гидротермальной деятельности в зонах, связанных с мантией, и особенно в зонах срединны

океанических хребтов. Наряду с этим, как показали термодинамические расчеты С. Мацуо [186], H_2, CO, H_2S в водных растворах могут появляться в результате разложения воды при ее взаимодействии при высоких температурах с фоялитом и пирротином, образующихся при раскристаллизации пород основного состава. Этим исследователем проведено сопоставление констант реакций минеральных замещений

$$3Fe_2SiO_4 + H_2O \rightleftarrows 3FeSiO_3 + Fe_3O_4 + H_2,$$

$$3Fe_2SiO_4 + CO_2 \rightleftarrows 3FeSiO_3 + Fe_3O_4 + CO,$$

$$FeS + FeSiO_3 + H_2O \rightleftarrows Fe_2SiO_4 + H_2S,$$

$$FeS + FeSiO_3 + 3H_2O \rightleftarrows Fe_2SiO_4 + SO_2 + 3H_2,$$

рассчитанных термодинамически, с константами тех же реакций, рассчитанных по результатам исследования состава газов базальтового лавового озера Килауэа. Сопоставление привело к полной сходимости результатов. С. Мацуо также показано, что состав вулканических эксгаляций (или газов, отделяющихся на глубине от магматического очага), растворенных в воде, зависит от состава застывающих пород. Так, смесь газов, а следовательно, и главных компонентов гидротерм, отделяющихся от магматического очага при остывании пород основного состава, оказывается обогащенной H_2, CO и в меньшей мере H_2S и SO_2. При кристаллизации пород среднего состава (дациты, андезиты) смесь газов обогащается H_2S, H_2 и SO_2, а при застывании гранитных пород — H_2S, SO_2 и лишь незначительно H_2. Это в общем согласуется с данными, полученными вулканологами.

Таким образом, намечается четкая связь между количеством темноцветных минералов в застывающей породе и содержанием H_2, CO и, возможно, CH_4 в газах, отделяющихся от нее.

Приведенные данные показывают, что в процессах подкорового или нижнекорового происхождения, сопровождающихся внедрением или излиянием на дневную поверхность пород основного и среднего состава, в газах (а следовательно, и в растворах) находится много сильных восстановителей (H_2, CO и, возможно, CH_4), а в растворах, связанных с гранитным (липаритовым) магматизмом, магматические очаги которых находятся в верхней части земной коры, количество сильных восстановителей резко уменьшается. Таким образом, для всех полезных компонентов, перенос которых осуществляется в высшей форме валентности (в том числе и урана), наиболее благоприятны процессы, связанные с гранитным или липаритовым магматизмом.

ПОВЕДЕНИЕ УРАНА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Изучение поведения урана проводилось главным образом на основе выявления его содержания и особенностей распределения в минералах различных стадий минералообразования методом осколкорадиографии.

Наиболее ранней стадией минералообразующего процесса на месторождениях I группы является стадия альбитизации. В зонах альбитизации уран в основном сохраняет первичный характер распределения, при котором вкрапленники кварца, нацело альбитизированных плагиоклаза и калиевого полевого шпата практически лишены урана (содержание его менее 10^{-6}%), а основная масса породы содержит несколько повышенную, но близкую

к содержанию в неизмененной породе концентрацию урана. Наибольшее его содержание наблюдается в акцессорных темноцветных минералах и мельчайших выделениях окислов титана. Суммарная концентрация урана в альбитизированной породе остается на уровне, характерном для неизмененной породы. Вместе с тем некоторое перераспределение урана с концентрацией его главным образом в титановых минералах, по-видимому, имело место.

Вслед за альбитизацией пород происходило отложение небольших количеств апатита. Этот минерал всегда содержит повышенное количество урана. Кроме того, вслед за апатитом отлагались коффинит и сопровождающие его хлорит и нонтронит. Оба последних минерала содержат повышенное, но более низкое по сравнению с апатитом и неравномерно распределенное количество урана. Таким образом, можно определенно говорить о том, что в конце стадии альбитизации гидротермальные растворы уран переносили в повышенном количестве.

Следующей на большинстве месторождений являлась либо стадия березитизации, либо аргиллизации, либо кварц-карбонатно-гидрослюдистого изменения вмещающих пород. Нами [192], а также Б. И. Омельяненко, О. П. Елисеевой и др. [245] установлено, что содержание урана в измененных породах в эту стадию прямо пропорционально интенсивности изменения и доходит до $34 \cdot 10^{-4}$%, т. е. во внутренней зоне метасоматической колонки становится в 3—5 раз выше кларкового. При этом уран фиксируется главным образом в новообразованных минералах, характерных для данной зоны колонки. Во внешней (гидробиотит-доломитовой) зоне кварц-карбонатно-гидрослюдистого изменения привнос урана еще не ощущается. Во второй (доломит-хлоритовой) зоне привнесенный уран фиксируется в хлорите, замещающем плагиоклазы и альбитизированный калиевый полевой шпат, в лейкоксене, развивающемся по биотиту и роговой обманке, а также лейкоксене и титанатах урана, замещающих сфен, ильменорутил и ильменит. В третьей (кварц-анкерит-гидрослюдистой) и четвертой (кварц-гидрослюдистой) зонах изменения уран кроме минералов-концентратов, характерных и для более внешних зон, накапливается в породе в виде мельчайших вкрапленников (2—4 мм) силикатов урана, рассеянных в гидрослюдизированной массе, а также в отдельных вкрапленниках минерала, сходного по составу с циркелитом. Вместе с ураном в новообразованных минералах в качестве основных компонентов отмечаются торий, редкие земли, цирконий, титан. Все минералы-концентраторы урана содержат также железо, количество которого в них более высокое по сравнению с минералами, по которым они развивались. Приведенные данные свидетельствуют о переносе вместе с ураном тория, редких земель, циркония и об отсутствии миграции в растворах титана. Самостоятельные окислы урана в этих условиях не возникают. Специфические условия переноса урана в эту стадию (кислый состав растворов, обогащенность их двухвалентным железом и в ряде случаев сульфидной серой) заставляют задуматься над возможными формами переноса его в эту стадию. Вряд ли можно с полной уверенностью считать, что он переносится в виде уранил-карбонатных комплексов. Не исключена возможность, учитывая высокую концентрацию углекислоты и ее диссоциацию при температуре растворов этой стадии, что уран мог переноситься в небольших количествах в виде карбонатных комплексов четырехвалентного урана, способных существовать в слабокислой восстановительной среде.

В следующую стадию — кварц-пиритовую, кварц-сульфидно-карбонатную или стадии, аналогичные им, — привноса урана на месторождении

I группы не происходит, хотя присутствие сульфидной (местной) серы осадочного или органического происхождения в растворах несомненно.

Следующая стадия за сульфидной обычно продуктивная — урановорудная. В эту стадию осуществляется основной перенос урана и формируются урановорудные тела.

В пострудную стадию самостоятельного переноса урана обычно не происходит, но, как правило, в различных масштабах осуществляется его переотложение. Уран извлекался из урановых минералов предыдущей стадии при их частичном растворении и переотлагался в виде настурана или примесей в ряде минералов в ту часть пострудной стадии, когда происходило отложение флюорита, железистого хлорита, анкерита и кальцита. При формировании кварца, барита и гематита уран не переотлагался. На отдельных месторождениях, как уже говорилось, перенос его происходил именно в эту позднюю стадию процесса.

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о том, что перенос урана на урановых месторождениях I группы осуществлялся в гидротермальном процессе дважды. Первый раз он переносился в конце стадии альбитизации вместе с торием, редкими землями, преимущественно цериевой группы, и фосфором, а также в стадию аргиллизации, березитизации или им подобную с теми же элементами, но уже без фосфора. В эти стадии промышленных концентраций урана не возникает. Второй раз уран переносился в предпоследнюю, реже последнюю стадии минералообразования, но уже без тория, редких земель цериевой группы и фосфора. В остальные стадии переноса урана, по-видимому, не происходило.

На неурановых месторождениях перенос урана также происходил в очень небольших количествах дважды. Первый раз его перенос осуществлялся в грейзеновую стадию (на свинцово-цинковых, оловянно-вольфрамовых и молибденовых месторождениях), на что указывают полученные нами результаты изучения содержания урана в флюоритах редкометальных грейзенов на месторождении флюорита, а также данные Е. И. Доломановой и И. Г. Берзиной [74] по обогащению ураном отдельных зон кристаллов касситерита и других минералов. Второй раз на флюоритовых, молибденовых, вольфрам-молибденовых и золоторудных месторождениях уран переносился примерно в те же периоды процесса, что и на урановых месторождениях I группы.

Таким образом, перенос повышенных концентраций урана в ранний и поздний периоды гидротермального процесса — явление широко распространенное и общее, но масштабы его различные. Можно думать, что перенос урана в определенные периоды гидротермального процесса объясняется общими закономерностями развития этого процесса на урановых месторождениях I группы и на свинцово-цинковых, молибден-вольфрамовых, золоторудных, флюоритовых и других месторождениях.

На месторождениях II группы, так же как и на месторождениях I группы, как показывает осколкорадиография, уран не переносился в гидротермальных растворах в раннюю стадию, когда происходило формирование альбита или калиевого полевого шпата. Несколько позднее, в следующую стадию минералообразования, при последовательном замещении биотита рибекитом и эгирином перенос повышенного количества урана осуществлялся. В последующую стадию минералообразования во время формирования апатита продолжался перенос урана. Апатит, так же как и на месторождениях I группы, содержит повышенные концентрации тория, редких земель цериевой группы, а также циркония. Иногда за апатитовой стадией следует вторая апатитовая с настураном. Эта

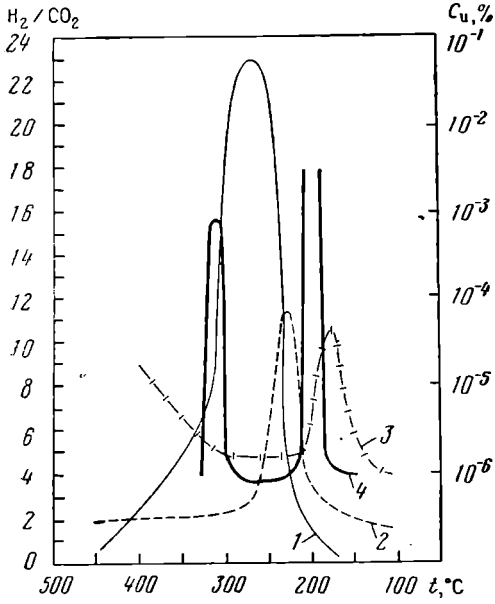


Рис. 118. Изменение концентрации урана в гидротермальных образованиях и величины отношения H_2/CO_2 в газовой фазе газово-жидких включений в зависимости от их температуры гомогенизации

1 — график изменения величины H_2/CO_2 с температурой на свинцово-цинковом месторождении, *2* — то же, на молибден-вольфрамовом месторождении, *3* — график изменения среднего содержания урана (C_U) с температурой на флюоритовом месторождении в свинцово-цинковом рудном поле, *4* — то же, на уран-молибденовом месторождении

стадия является урановорудной продуктивной. За ней идет сульфидная стадия. На некоторых месторождениях она проявляется между урановорудной и первой апатитовой. В эту стадию происходит отложение пирита, арсенопирита и других сульфидных минералов. Сульфиды и сопутствующие им минералы практически не содержат урана, т. е. переноса его не было. В позднюю стадию гидротермального процесса соответствующую кальцитовой стадии минералообразования, в повышенных количествах уран не переносился, так как в гидротермальных образованиях этой стадии содержания урана кларковые.

Приведенные данные по поведению урана в гидротермальном и минералообразующем процессах свидетельствуют о том, что на большинстве месторождений (как урановых, так и неурановых) перенос урана осуществляется в пределах двух температурных интервалов: при 300—350° С и выше в более значительных количествах в конце щелочной стадии процесса и в меньших количествах в стадии кислотного выщелачивания и при 220° С и ниже в период щелочноземельной стадии процесса. Таким образом, в обоих периодах гидротермального процесса более высокая концентрация урана в растворах появилась тогда, когда растворы были щелочными или близнейтральными и в них появились карбонат-ион и группа OH^-. Эти ионы являются как раз теми отрицательно заряженными, которые создают с уранилом наиболее прочные комплексные соединения. Небольшое количество урана, возможно, переносилось в виде комплексных карбонатных соединений четырехвалентного урана в ту стадию процесса, когда происходило формирование аргиллизитов, березитов и других подобных образований.

Для выяснения причин перерыва в переносе урана в гидротермальном процессе можно воспользоваться совмещенным графиком (рис. 118), построенным на полученных нами результатах исследования содержания урана в минералах и минеральных образованиях урановых и свинцово-цинковых месторождений и данных по изменению величины отношения H_2/CO_2 в растворах газово-жидких включений в минералах свинцово-цинкового и молибден-вольфрамового месторождений, на фоне изменения температуры гомогенизации газово-жидких включений [348, 349, 350]. Два максимума содержания урана в минералах, соответствующие двум периодам переноса урана, разделены максимумом кривой отношения H_2/CO_2. В связи с тем что увеличение величины этого отношения в основном обусловлено возрастанием концентрации водорода, естественно предположить, что именно повышенная концентрация водо-

рода в растворах, очевидно, мешала переносу урана в ту часть процесса, которая характеризуется интервалом температуры гомогенизации 300—200° С.

Совокупность изложенных данных приводит к выводу о том, что перенос основных количеств урана в гидротермальном процессе происходит в ту стадию, в которую создаются условия для появления в достаточном количестве прочных комплексных соединений уранила. Для проявления урановорудного процесса более важным оказывается фактор, обусловливающий возникновение благоприятных условий для переноса урана, по сравнению с источником урана. С этой точки зрения генерирование урана единым магматическим источником в оба продуктивных периода гидротермального процесса маловероятно. Это усиливает вероятность мобилизации урана из вмещающих пород по пути просачивания растворов.

УСЛОВИЯ ОТЛОЖЕНИЯ МИНЕРАЛОВ В УРАНОВЫХ РУДАХ

Для формирования уранового оруденения, очевидно, благоприятны те факторы, которые мешают переносу урана и таким образом являются противоположными тем факторам, которые разобраны в предыдущем разделе. К числу факторов, обусловливающих формирование уранового оруденения, следует отнести те, которые приводят к восстановлению урана, переводя его в нерастворимую форму, и те, которые уменьшают концентрацию в растворе иона CO_3^{2-} и тем самым способствуют распаду комплексных карбонатных соединений уранила. Восстановление урана в растворе может приводить к формированию урановых минералов вне зависимости от уменьшения концентрации в растворе иона CO_3^{2-}. Факторы, уменьшающие концентрацию CO_3^{2-} в растворе, сами по себе без одновременного восстановления урана еще не приводят к образованию урановых минералов.

Таким образом, единственным однозначным фактором, полностью удовлетворяющим условиям уранового рудообразования, является восстановление, а все остальные факторы по существу вспомогательные, способствующие восстановлению урана.

К восстановителям урана могут быть отнесены как H_2, $H_2S—S^{2-}$, CH_4 и другие углеводороды (сильные восстановители), так и Fe^{2+}, As^0 и др. (более слабые восстановители). К факторам, понижающим содержание в растворах иона CO_3^{2-}, относят подкисление растворов, дегазацию, связывание иона CO_3^{2-} в карбонаты, повышение температуры раствора [231]. О влиянии восстановителей можно судить по приуроченности урановорудных тел к участкам раздробленных и пористых пород над прослоями осадочных пород в наложенных мульдах или над пологими нарушениями, развивающимися в интрузивных породах и уходящими своими фланговыми частями в эффузивно-осадочные пачки пород, заполняющие мульды. С удалением от границ мульд в глубь гранитоидного обрамления в гидротермальных образованиях уменьшается концентрация урана и месторождения урана исчезают. В этом же направлении (от края мульды — в гранитоидное обрамление) в урановых образованиях заметно увеличивается количество гематита, появляется сургучный тонкокристаллический кварц (кварц с тонкораспыленным гематитом) и исчезают сульфиды.

Изучение поведения оруденения в гранитном фундаменте, подстилающем мульды, показало, что с глубиной, особенно вблизи выклинивания оруденения, представленного окислами урана, в гидротермальных образованиях

повышается содержание гематита и шестивалентного урана (до 60—70%) в настуране, в то время как в рудных телах мульд в зависимости от расстояния от осадочных слоев с органикой оно не превышает 10—16%. Сульфиды на глубину также исчезают.

Изучение состава газово-жидких включений методом газовой хроматографии * показывает, что в тех участках, где происходило формирование уранового оруденения, представленного окислами урана, обнаруживаются водород и метан. Концентрация водорода в растворах колеблется от сотых долей процента до нескольких процентов на 1 кг воды, а концентрация метана обычно не превышает десятых долей процента. Следует подчеркнуть, что в остальные стадии минералообразования концентрация этих компонентов в тех же участках обычно оказывалась такой же значительной. Таким образом, концентрация восстановителей в растворах на несколько порядков превышала ту, которая является равновесной для любой приемлемой концентрации урана в виде уранил-карбонатных комплексов в гидротермальном растворе. Все эти данные свидетельствуют о том, что урановое оруденение в виде окислов преимущественно четырехвалентного урана формировалось в резко восстановительных условиях, создаваемых местными восстановителями, в основном органического происхождения. К этому выводу пришли также В. В. Косяков и Е. А. Родинов. Сравнение данных, полученных при вскрытии газово-жидких включений дроблением и нагреванием до 250° С, показывает, что во многих пробах количество H_2 и CH_4, выделившееся при вскрытии нагреванием, выше, чем при истирании. Это позволяет предполагать, что источником водорода и метана в ряде случаев могли быть органические соединения, содержащиеся в растворах газово-жидких включений и разлагающиеся при нагревании на более простые части. Возможность извлечения органических соединений из песчаников, глины и алевролитов осадочных слоев мульд в подогретые вадозовые или гидротермальные растворы весьма вероятна. Об этом свидетельствуют приведенные данные по пространственному расположению рудных тел и эксперименты И. Г. Киссина, С. И. Пахомова и др. [124], проведенные в автоклаве и показавшие, что при температуре более 100° С из пород с тонкодисперсным органическим веществом, даже умеренно метаморфизованным, в раствор хлорида натрия или даже дистиллированную воду переходят летучие органические соединения, фенолы, в том числе и нелетучие, битумная фракция, нафтеновые кислоты. При этом происходит частичное преобразование органических веществ в битумоиды. В результате эксперимента резко возрастают восстановительные свойства растворов и уменьшается их pH. По данным авторов эксперимента, вода активизирует процесс образования битумоидов. Такая переработка органических остатков могла осуществляться только в умеренно метаморфизованных осадочных породах. В тех местах, где органические остатки превращены в графит (в контакте алевролитов и конгломератов с лавовым потоком), а гематит является широко распространенным минералом, никаких органических восстановителей в растворе не появлялось.

На многих урановых месторождениях I группы отложение настурана происходило только в результате замещения сульфидов. Осаждающая роль сульфидов заключается в восстановлении урана сульфидной серой, высвобождающейся при растворении сульфидов. Эти окислительно-восстановительные реакции, по-видимому, особенно широко распространены при формировании

* Методы дробления или нагревания минерала для вскрытия газово жидких включений перед хроматографическим анализом исключали контакт паров воды с металлом.

вкрапленного типа оруденения, характеризующегося замещением пирита коффинитом.

Восстановление урана [231], может осуществляться при окислительно-восстановительных реакциях между шестивалентным ураном в уранил-карбонатных комплексах и ионом двухвалентного железа, находящихся в гидротермальном растворе. Этому восстановлению, по-видимому, способствует дегазация растворов. Как показывают наблюдения, гематит или гидроокислы железа, которые должны были бы возникать в результате этой реакции, почти не наблюдаются в парагенезисе с настураном. Вместе с тем минералы двухвалентного железа (железистые хлориты, анкериты) достаточно широко распространены. Только небольшое количество гидронастурана или титанатов урана встречается вместе с гематитом в так называемом сургучном кварце. В связи с этим роль двухвалентного железа как восстановителя урана, вероятно, невелика.

Влияние дегазации на отложение урана из гидротермальных растворов довольно подробно описано в литературе [206, 231 и др.]. Участки с пониженным давлением действительно существовали на близповерхностных урановых месторождениях I группы. Но дегазация должна была осуществляться только в сочетании с забуфериванием растворов в результате реакции их с вмещающими породами [231]. Вместе с тем метасоматические реакции, приводящие к выносу таких компонентов, как кремнезем и др., из пород к путям просачивания растворов, могли осуществляться главным образом диффузионным путем. Отсюда скорость отложения настурана из растворов должна быть сравнима со скоростью диффузии компонентов, а совсем не определялась резким перепадом давления. Таким образом, в этом случае не будет быстрого выпадения настурана вместе с другими минералами с образованием геля. Влияние перепада давления на распад комплексных карбонатных соединений сказывается только в случае значительного и быстрого перепада. Так, при перепаде давления в 50 кгс/см^2 — от 200 до 150 и от 150 до 100 кгс/см^2 при забуференном pH = 7, t = 200° С и присутствии восстановителей концентрация уранил-дикарбоната уменьшиться в 2 раза, а при перепаде от 100 до 50 кгс/см^2 — в 5,2 раза [191]. Таким образом, или влияние дегазации растворов практически не приводит к немедленному выпадению настурана, так как последнее определяется диффузионной скоростью подкисления растворов, или же механизм влияния дегазации на выпадение настурана не такой, как предполагалось ранее, т. е. раствор должен быть сам по себе буферной системой. Кроме того, приведенные выше значительные величины давления в растворах урановорудной стадии не позволяют считать дегазацию главной причиной рудоотложения.

Влияние подкисления рудоносных растворов при просачивании их из пород со слабощелочным pH гидролиза в породы, имеющие слабокислый или нейтральный pH гидролиза (аргиллизированные, березитизированные, альбитизированные и т. д.) может сказываться значительно при образовании вкрапленного типа оруденения. Но этот процесс проходит, по-видимому, с малой скоростью и количество отложенного настурана будет определяться большими объемами растворов, просачивающимися через породы. Признаком этого может служить замещение альбита железистым хлоритом, каолинита — гидрослюдой и др. Подкисление гидротермальных растворов может осуществляться и более быстро в том случае, если происходит смешение их с вадозовыми водами, содержащими органические кислоты, сероводород или являющимися существенно сульфатными. По-видимому, сочетание влияния сильных

Таблица 16

Факторы, способствующие переносу и осаждению полезных компонентов в гидротермальном растворе

Полезный компонент	Форма переноса	Факторы, способствующие переносу			Факторы, вызывающие осаждение			
		компонент	pH	интервал температур, °C	восстановление	изменение давления	изменение pH	осадители
Уран	$[UO_2(CO_3)_2]^{2-}$ и UO_2CO_3	$\sum CO_2$, Na^+	Щелочной и нейтральный	Выше 300 и ниже 220	H_2, H_2S, S^{2-}, CH_4 и другие углеводороды	Дегазация (второстепенный фактор)	Подкисление	TiO_2
Молибден	MoO_4^{2-}, редко MoO_3S^{2-}—MoS_4^{2-}	—	Щелочной	300—350 меньше 220	H_2, CH_4 и другие углеводороды		То же	HS^-, S^{2-}
Свинец	$PbCl^+$	Cl^-	Кислотный	250—350			Подщелачивание	HS^-, S^{2-}
	$PbCO_3$	$\sum CO_2$, K^+, Na^+	Щелочной и близнейтральный	<280	Не влияет	Дегазация	Подкисление	HS^-, S^{2-}
	$Pb(HS)^+$—$Pb(HS)_3^-$	HS^-	Близнейтральный и щелочной	<200	То же	То же	То же	—
	$PbSO_4$	$\sum H_2SO_4$	Кислотный и близнейтральный	250	H_2, CH_4 и другие углеводороды	—	Подщелачивание	HS^-, S^{2-}
	$Pb(OH)^+$	Na^+, K^+	Щелочной	—	—	—	Подкисление	HS^-, S^{2-}
Цинк	$Zn(OH)^+$—$Zn(OH)_3^-$	Na^+, K^+	При $t > 200°$ любые значения, при $t < 200°$ — щелочной	<350	—	—	То же	HS^-, S^{2-}
	$Zn(HS)^+$	HS^-	Кислотный и слабо щелочной	<200	—		Подщелачивание	—
Сурьма	$Sb(OH)_3$	Na^+, K^+	Близнейтральный и щелочной	<220	—	Дегазация	Подкисление	HS^-, S^{2-}
Мышьяк	$As(OH)_3$	Na^+, K^+	То же	<220	H_2, S^{2-}, CH_4 и другие углеводороды	То же	То же	HS^-, S^{2-}

органических восстановителей, содержащихся в вадозовых водах, с их подкисляющим воздействием является оптимальным условием отложения окислов урана. Остальные факторы, снижающие концентрацию CO_3^{2-} в гидротермальных растворах (связывание его в карбонаты, увеличение температуры), как показывают исследования, вряд ли имеют существенное значение для рудоотложения.

Как уже говорилось, во вкрапленном типе оруденения на месторождениях обоих групп во вмещающих породах возрастает количество вкрапленников титанатов и силикатов урана. В связи с тем что титанаты урана возникают в участках пород, обогащенных ранее образованными титановыми минералами (рутилом, ильменитом, титаномагнетитом) с образованием по ним псевдоморфоз [66, 90, 299 и др.], очевидно, следует считать, что TiO_2 является осадителем урана из растворов. Не исключено, что этот процесс начинается с сорбции урана окислами титана. Поскольку в титанатах урана последний находится в различной валентности, вплоть до преобладания шестивалентного урана над четырехвалентным, то без соответствующих экспериментов трудно решить вопрос о необходимости окислительно-восстановительных реакций при образовании титанатов урана. Аналогичный вопрос возникает и в отношении условий образования коффинита. Теоретическая формула минерала $U(SiO_4)_{1-x}(OH_{4x})$ обычно не реализуется, а более правильна формула В. Г. Мелкова [190] $(U^{3+}_{1-y} + U^{6+}_{y})(SiO_4)_{1+0,5y-x}(OH)_{4x}$. В связи с тем что и титанаты урана и коффинит легко подвергаются метамиктному распаду, при котором окисление четырехвалентного урана очень вероятно, без соответствующих исследований трудно установить интервал окислительно-восстановительных условий для образования этих минералов. Особенно важен этот вопрос для месторождений второй группы, для которых эти минералы являются основными в рудных телах.

Для отложения молибдена из растворов в виде молибденита необходимо поступление в них сульфидной серы, восстановителей и их подкисление.

Приведенные факторы, способствующие переносу и осаждению полезных компонентов в виде минералов, сведены в табл. 16. Общность условий переноса в гидротермальных растворах рудной стадии урановых месторождений и одинаковые причины отложения, возникающие, по-видимому, при смещении вадозовых и гидротермальных растворов, приводят к тому, что из них вместе с ураном отлагаются молибден, свинец, сурьма, мышьяк, в меньшей мере цинк. Этим и объясняется парагенезис минералов этих элементов с настураном. Иногда, в том случае когда настуран отлагается без подкисления растворов, отложения молибденита и сульфосолей сурьмы и мышьяка совместно с настураном не происходит.

Приведенный фактический материал по составу газово-жидких включений в минералах, давлению, температуре минералообразующих растворов, формам переноса полезных компонентов, изменению состава гидротермальных растворов во времени, месту переноса урана в гидротермальном процессе, условиям отложения урановых минералов на урановых гидротермальных месторождениях, а также анализ этого материала, проведенный с учетом экспериментальных данных и термодинамических расчетов многих исследователей, позволяет прийти к следующим выводам.

1. Главной специфической чертой урановорудного гидротермального процесса на месторождениях обеих групп является обогащенность гидротермальных растворов углекислотой и обедненность хлор-ионом и сильными восстановителями (H_2, CH_4, H_2S и др.).

2. Второй отличительной чертой, относящейся уже к минералообразующему процессу, является формирование промышленных урановорудных концентраций в условиях воздействия сильных восстановителей (H_2, CH_4, H_2S, S^{2-} и др.) и подкисления растворов вблизи дневной поверхности.

Эти две особенности формирования месторождений обусловлены переносом урана в гидротермальных растворах главным образом в виде уранил-карбонатных и, возможно, уранил-гидроокисных комплексных соединений, а также формированием оруденения в результате их разрушения и восстановления урана. Эти специфические черты гидротермального и минералообразующего процессов, формирующих урановое оруденение, обусловливают тот факт, что урановые месторождения обычно не формируются в обстановках, благоприятных для возникновения полиметаллических рудных объектов, для которых характерно преобладание в растворах хлор-иона, определяющего возможность переноса свинца, цинка, меди [251]. Урановые месторождения не возникают также в условиях изначально высоких концентраций в гидротермальных растворах таких сильных восстановителей, как водород и др.

Источник урана, исходя из специфической особенности гидротермального урановорудного процесса, не может иметь подкоровое происхождение, так как процессы, связанные с подкоровым источником, характеризуются присутствием значительного количества водорода и метана, мешающих переносу урана.

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ПЕРВИЧНЫХ РУД В ЗОНЕ ОКИСЛЕНИЯ

Первичные урановые руды, подвергались в приповерхностных условиях воздействию кислородсодержащих вод, становятся неустойчивыми, разрушаются и окисляются, давая начало ряду минералов шестивалентного урана. В результате в процессе формирования зоны окисления происходит как качественное изменение руд, так и количественное перераспределение урана – постепенно прогрессирующий вынос за пределы зоны окисления, сопровождающийся при наличии благоприятных условий накапливанием его в зоне вторичного обогащения.

Формирование зоны окисления на урановых месторождениях происходит под влиянием тех же факторов, что и формирование зоны окисления месторождений любых металлов. Разбор этих факторов дан С. С. Смирновым для зоны окисления сульфидных месторождений [283].

Для качественного состава зоны окисления решающее значение имеет вещественный состав первичных руд. Большинство остальных факторов – климат, положение в рельефе, тектоническая проработанность — влияет на количественную сторону формирования зоны окисления, регулируя интенсивность деятельности процессов окисления.

Ведущая роль вещественного состава первичных руд в создании определенного минерального состава зоны окисления позволяет классифицировать зоны окисления по вещественному составу, что необходимо для разработки прогнозных критериев. Основные положения классификации типов зон окисления были разработаны в 50-х годах и в принципе не изменяются, а лишь пополняются новым фактическим материалом.

Как уже неоднократно указывалось [20], для лучшего понимания специфики формирования зоны окисления урановых месторождений необходимо выбрать определенное свойство, присущее урановым рудам и позволяющее рассматривать все урановые месторождения в целом. Таким свойством с опреде-

ленной долей условности является более быстрая изменчивость первичных урановых руд по сравнению с большинством сульфидов и сульфоарсенидов. Эта особенность позволяет наметить определенную стадийность в процессе окисления, исходя из которой значительно проще подходить к таким вопросам, как смена во времени вещественного состава, зональность, особенности поверхностных выходов и пр., т. е. тех вопросов, выяснение которых необходимо для определения типов зон окисления.

Обобщенно можно говорить о трех стадиях формирования зон окисления. Первая — это стадия изменения первичных урановых руд до начала изменения сульфидов и сульфоарсенидов. Процесс окисления происходит в условиях нейтральной, слабощелочной или щелочной среды и сопровождается изменением первичных руд на месте. Основные минералы, образующиеся в эту стадию, — гидроокислы и силикаты урана. Вторая стадия характеризуется одновременным окислением сульфидов и первичных минералов урана. Среда делается более кислой, анионная часть вод обогащается $(AsO_4)^{3-}$ и $(PO_4)^{3-}$, минералы первой стадии становятся неустойчивыми, и в составе зоны окисления появляются урановые слюдки. Третья стадия наступает в том случае, если сульфиды на месторождении находятся в равных или подчиненных количествах по отношению к первичным минералам урана. Для этой стадии характерна гидратационная переработка поверхностных выходов и образование за счет урановых слюдок гидроокислов и силикатов урана. Оговаривающаяся во всех работах автора условность основного своеобразия урановых месторождений может считаться безусловной, если учесть, что продолжительность любой стадии может изменяться от нуля до любого временного интервала.

Сочетание стадийности с особенностями окружающей среды и в первую очередь с особенностями вещественного состава приводит к созданию разнообразных типов зон окисления. В предлагающемся последнем варианте классификации зон окисления гидротермальных месторождений урана выделяется девять типов (табл. 17). Составленная по принципу вещественного состава классификация зон окисления несет в себе определенные прогнозные критерии. Выделение девяти типов зон окисления предусматривает тем самым качественную расшифровку состава первичных руд. По возможностям количественной оценки эти типы объединены в три группы.

В первой группе — собственно урановых (бессульфидных) месторождений — выделяются два типа зоны окисления: гидроокисно-силикатный и силикатный. На формирование того или иного вещественного состава зоны окисления месторождений первой группы огромное влияние оказывает не только вещественный состав первичных руд, но и характер их распределения и состав околорудных метасоматитов.

Существенно гидроокисные зоны окисления характерны для пегматитов и для гидротермальных месторождений с богатыми контрастными рудами. Обогащенность околорудных метасоматитов щелочами заметно влияет на состав и количество образующихся гидроокислов урана. Со спадом щелочности и при условии достаточного обогащения вод кремнеземом возрастает количество силикатов урана. Замечено, что наличие карбонатов, особенно кальцита, также способствует образованию силикатов урана. Так, в псевдоморфозах гидроокислов урана по урановой смолке часто можно наблюдать прожилковое распределение силикатов урана, развивающихся по карбонатным прожилкам, рассекающим урановую смолку.

Характерной и крайне важной чертой зон окисления собственно урановых месторождений является то, что окисленные части точно сохраняют

Таблица 17

Классификация зон окисления гидротермальных урановых месторождений

Группа урановых месторождений	Типы зон окисления	Особенности зон окисления	
Собственно урановые (бессульфидные)	1. Гидроокисно-силикатный 2. Силикатный	Сохраняется морфология первичных руд. Зона вторичного обогащения отсутствует	
Уран-сульфидные	3. Силикатно-слюдковый 4. Силикатный 5. Слюдковый 6. Лимонитовый	Наличие минералов-спутников, характерных для сульфидных руд	Зона вторичного обогащения незначительная или отсутствует Зона вторичного обогащения может быть интенсивно выражена
Сульфидно (теллуридно-, селенидно-)-урановые: а) молибден-урановые с преобладанием молибденита	7. Уран-молибдатный	Возможна зона вторичного обогащения	
б) свинцово-урановые или свинцовые	8. Уранил-свинцово-фосфатный или уранил-свинцово-арсенатный	Первичные минералы урана могут отсутствовать	
в) селенидно-теллуридно-урановые или селенидные и теллуридные	9. Уранил-селенитный или уранил-теллуритный		

морфологию первичных руд (прожилки, гнезда и т. п.). Если по условиям положения в рельефе на поверхности прослеживаются сравнительно мало подвергшиеся разрушению рудные выходы, то они и по содержанию урана мало отличаются от первичных руд. Но даже в случае сильно проработанных выходов (положение в условиях слабо расчлененного рельефа), когда на месте первичных руд остаются глинисто-кремнистые массы, обогащенные ураном, в которых совершенно не различаются индивидуализированные минералы, эти массы также отчетливо сохраняют морфологию первичных руд. Состав таких масс хорошо параллелизуется с профилем коры выветривания, развивающейся по вмещающим породам, и, грубо говоря, сводится или к сильному обогащению глиноземом (реже) или кремнеземом и меняющемуся соотношению гидроокислов и силикатов урана.

В ассоциации с урановыми минералами в зоне окисления месторождений первой группы развиты глинистые минералы, гидрослюды, остатки карбонатов, гиббсит, кварц. Состав вторичных минералов позволяет судить о степени карбонатизации и составе карбонатов.

В зонах окисления месторождений первой группы не бывает зоны вторичного обогащения. Она может появиться лишь в том случае, если с глубиной резко изменяется характер месторождения (происходит обогащение сульфидами, появляется органика). Огромная роль зоны вторичного обогащения при

оценке месторождений общеизвестна. Поэтому особенно следует остановиться на тех необычных ассоциациях, которые могут возникнуть в зонах окисления первой группы месторождений и способствовать ложным представлениям о составе первичных руд. К ним в первую очередь следует отнести наиболее часто встречающуюся ассоциацию гидроокислов и силикатов урана с гидроокислами железа. Обильное развитие гидроокислов железа, затушевывающее проявление минералов первой стадии может быть неправильно истолковано, как развитие лимонитовой зоны окисления урано-сульфидного месторождения. В каких же случаях могут возникнуть подобные ассоциации?

1. Если в составе первичных руд широко развиты железосодержащие карбонаты, то в зоне окисления могут быть настолько обильно представлены гидроокислы железа, что создается впечатление образования «железной шляпы». Один из таких случаев разобран в статье В. Н. Левина и Л. Н. Беловой [171].

2. Наличие в составе первичных руд или в околорудных метасоматитах железосодержащих глинистых минералов, особенно нонтронитов, сопровождается в процессе окисления обелением глин и высвобождением железа, фиксирующимся в виде гидроокислов железа [20]. Существенным отличием скоплений гидроокислов железа в собственно урановых месторождениях помимо наличия в ассоциации с ними гидроокислов и силикатов урана является отсутствие характерных для урано-сульфидных месторождений минералов-спутников, о которых более подробно будет сказано далее.

Если в собственно урановом месторождении руды представлены тонковкрапленным типом, а в составе околорудных метасоматитов обильно развита пиритизация, то по периферии рудных тел может возникнуть обрамление из урановых слюдок, которое ошибочно может рассматриваться как слюдковая зона уран-сульфидных месторождений. Однако в этом случае не происходит сколько-нибудь заметного переотложения урана в зоне вторичного обогащения.

Во второй группе — уран-сульфидных месторождений — выделяется четыре типа зон окисления: силикатно-слюдковый, силикатный, слюдковый и лимонитовый. Полная стерильность месторождения от сульфидов — достаточно редкий случай. Поэтому резкую границу между собственно урановыми и уран-сульфидными месторождениями провести невозможно. В зависимости от количества сульфидов на месторождении в ходе процесса окисления все большее значение получает вторая стадия — стадия одновременного окисления сульфидов и первичных минералов урана. Среда делается значительно более кислой, анионная часть вод обогащается $(PO_4)^{3-}$ и $(AsO_4)^{3-}$ и на месторождении появляются урановые слюдки.

Если сульфиды и особенно дисульфиды, играющие главную роль в создании кислой обстановки, находятся в подчиненном количестве по отношению к первичным минералам урана, то минералы первой стадии — гидроокислы и силикаты урана — не будут полностью уничтожены, и на месторождении наряду с появлением урановых слюдок сохранятся минералы первой стадии, образуются слюдково-силикатные зоны окисления. Однако в этом случае уже нельзя по окисленным выходам судить о морфологии первичных руд, поскольку контуры их могут быть сильно искажены.

По мере увеличения степени сульфидности соответственно уменьшается возможность сохранения в зоне окисления минералов первой стадии и развиваются преимущественно слюдковые зоны окисления. Заметное преобладание сульфидов по отношению к первичным урановым минералам может привести к тому, что начнут уничтожаться и урановые слюдки, подавляющая масса урана будет выноситься за пределы зоны окисления и лишь незначительная

задерживаться в минералах-адсорбентах, в частности, в гидроокислах железа. В этом случае образуются лимонитовые и слюдково-лимонитовые зоны окисления.

Если в составе первичных руд месторождения отсутствуют мышьяксодержащие минералы, а вмещающие породы почти не содержат фосфора, то вместо урановых слюдок во вторую стадию образуются силикаты урана: уранофан и бета-уранофан, купросклодовскит, склодовскит, казолит. Силикатная зона окисления уран-сульфидных месторождений резко отличается от силикатной зоны собственно урановых месторождений. В собственно урановых месторождениях силикаты образуются на месте первичных руд, сохраняя их морфологию, а в зоне окисления сульфидно-урановых месторождений развиваются типичные переотложенные силикаты в виде корочек, налетов, отдельных скоплений кристалликов. Кроме того, в зоне окисления уран-сульфидных месторождений силикаты урана всегда находятся в ассоциации с минералами-спутниками, характерными для минералообразующих элементов первичных руд.

Минералы-спутники в уран-сульфидных месторождениях являются прямым отражением вещественного состава сульфидов и вносят наиболее существенный вклад в расшифровку состава первичных руд. Для медных сульфидов это малахит, брошантит, хризоколла, различные фосфаты и арсенаты меди, для свинцовых — церуссит, англезит, пироморфит, миметизит, для цинковых — смитсонит, для висмутовых — гидрокарбонаты висмута и т. д. Анализ взаимоотношений минералов-спутников со вторичными минералами урана позволяет с большей или меньшей достоверностью качественно восстанавливать состав первичных руд. Для этой же цели используется состав урановых слюдок, особенно их катионной части, однако без учета минералов-спутников он не может полностью раскрыть качественный состав первичных руд месторождения. Хорошо известно, что на любом урановом месторождении наиболее часто встречаются два вида урановых слюдок: медные — торберниты или цейнериты и кальциевые — отениты или ураноспиниты. Появление первых всегда связано с развитием медных или медь содержащих сульфидов, вторых — с существенно кальциевыми карбонатами. Гораздо реже встречаются магниевые слюдки — салеиты или новачекиты. Присутствие их может быть вызвано двумя причинами: 1) наличием в качестве жильного материала магнезиальных карбонатов, что, например, характерно для месторождения Шинколобве, где во вмещающих породах огромная роль принадлежит магнезитам и магнезиальным доломитам; 2) отсутствием среди жильных минералов карбонатов и обогащенностью пород магнезиальными породообразующими минералами. Нередко на месторождениях встречаются бариевые слюдки — ураноцирциты или хейнрихиты, что часто связано с наличием на месторождении барита. Барит — труднорастворимый минерал, но возможны случаи и быстрого обогащения растворов барием. Часто совместно с баритом развиты пирит и флюорит. В результате их взаимодействия в процессе окисления образуется плавиковая кислота, способная активно разлагать барит. Вместе с баритом в составе жильного материала может находиться некоторое количество карбоната бария — витерита. И, наконец, развитие жильного барита может сопровождаться повышенным содержанием бария во вмещающих породах, где он, в частности, может входить в состав полевых шпатов, которые значительно быстрее разрушаются, чем барит. Повышенные количества в составе руд месторождений карбонатов и присутствие в числе сульфидов преимущественно пирита и марказита, а в числе жильных минералов кварца и флюорита способствует появлению в составе зоны окисления оксониевых и алюминиевых слюдок.

Известны также слюдки, катионная часть которых представлена кобальтом, марганцем, висмутом, свинцом и цинком. Определенное представление о составе первичных руд дает и анионная часть слюдок. Наличие в составе первичных руд мышьяксодержащих сульфидов или арсенидов приводит к образованию в зоне окисления мышьяковых слюдок. Чем меньше арсенидов, тем больше фосфатных слюдок. Поэтому на уран-сульфидных месторождениях часто появляется горизонтальная зональность в распределении слюдок: по мере удаления от рудных тел к флангам арсенатные слюдки сменяются фосфатными. Фосфорный анион значительно сильнее мышьякового, поэтому в случае преобладания в составе первичных руд дисульфидов над арсенидами на месторождении возможно образование арсенофосфатных слюдок, а на отдельных участках и полное замещение мышьяковых слюдок фосфатными.

Таким образом, состав слюдок отражает первичный состав руд и все-таки не может быть надежным фактором для их качественной расшифровки. Так, например, хорошо известно, что галенит является одним из наиболее распространенных сульфидов в уран-сульфидных месторождениях, а свинцовая слюдка (пржевальскит) встречается крайне редко. Мышьяковый аналог пржевальскита не найден до настоящего времени. Единичны находки и висмутовой слюдки — вальпургита, хотя первичные минералы висмута достаточно широко развиты в рудных месторождениях пятиметальной формации. Лишь совокупность наблюдений по составу и взаимоотношениям урановых минералов с минералами-спутниками дает надежный материал для расшифровки состава первичных руд.

Преобладание сульфидов над первичными минералами урана может привести к полному уничтожению вторичных минералов урана и образованию лимонитовой зоны окисления. Переход к последней происходит при резком преобладании сульфидной составляющей над урановыми минералами, когда уран выносится из зоны окисления и лишь небольшая часть его задерживается в минералах-адсорбентах, а также при замещении урановых слюдок лимонитами с образованием своеобразных псевдоморфоз, которые не только сохраняют форму слюдки, но и приобретают специфический бронзовый оттенок. Если лимонитовая зона окисления лишена индивидуализированных минералов урана, такие псевдоморфозы являются прямым доказательством наличия урана в первичных рудах. При исследовании слюдково-лимонитовых и лимонитовых зон окисления весьма полезна так называемая «лимонитовая съемка», т. е. опробование лимонитов по определенной системе. С помощью такой съемки, зная фоновую зараженность ураном региона, можно не только качественно установить содержание урана в первичных рудах, но и отбить наиболее перспективные участки.

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

Таким образом, детальное изучение зоны окисления уран-сульфидных месторождений позволяет делать выводы о количественном соотношении урановой и сульфидной минерализации и жильного материала, о составе сульфидов и жильных минералов и о характере их распределения, о количестве вынесенного урана и, что особенно важно для этой группы месторождений, о возможности возникновения зоны вторичного обогащения. В этой зоне, приуроченной

к области застойных вод при обязательном наличии восстановителей, образуются регенерированные черни, урановая смолка и коффинит.

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

Необходимость в выделении третьей группы месторождений и соответствующих им типов зон окисления назревала уже давно и была связана с изучением скоплений определенной вторичной минерализации, не имеющих корней. Некоторые из них оказались закономерно связанными с сульфидными месторождениями, практически не содержащими первичных минералов урана. В первую очередь это относится к вторичным молибдатам урана. Многочисленные работы последнего десятилетия по условиям их образования, из которых особенно следует выделить работы отечественных исследователей Г. Ю. Эйштейн, Е. В. Копченовой и К. В. Скворцовой, И. Г. Жильцовой, О. В. Федорова, показали, что основным условием для возникновения их является значительное преобладание молибдена в первичных рудах по отношению к урану.

Появилась возможность выделения нового типа зоны окисления — уранмолибдатного, который, характерен для молибден-урановых месторождений, в которых в количественном отношении уран подчинен молибдену. С этих позиций совершенно закономерно наблюдающееся в некоторых случаях образование молибдатов урана в зоне окисления незначительных урановых аномалий в пределах районов развития молибденовых месторождений. Чисто уранмолибдатные зоны окисления, таким образом, приводят нас в группу урановых месторождений, промышленная значимость которых на уран может в основном или исключительно зависеть от зоны окисления.

Анализ накопившегося материала позволил выделить в эту группу еще несколько типов месторождений. В первую очередь в нее органично входят свинцово-урановые (свинцовые). Галенит является достаточно распространенным минералом в урановых месторождениях различного типа. К наиболее широко известным вторичным минералам относятся гидроокислы урана — кюрит, фурмарьерит, вандендрисшеит и др., силикат урана — казолит.

Свинцовые гидроокислы урана обычно прослеживаются в собственно урановых месторождениях, причем появление их главным образом обусловливается радиогенным свинцом, входящим в состав уранинита или урановой смолки. Казолит появляется в тех же условиях в группе собственно урановых месторождений и, кроме того, достаточно часто образуется в силикатного типа зоне окисления группы сульфидно-урановых месторождений, реже в качестве продукта третьей стадии формирования зоны окисления месторождений той же группы. Уранофосфаты и ураноарсенаты свинца (ренардит, дюмонтит, парсонсит, пржевальскит, халлимондит и др.) появляются значительно реже и большей частью в своеобразных условиях.

Крайне важными для познания природы образования уранофосфатов свинца оказались французские месторождения парсонсита района Западного Лашо. Они представляют собой уникальное явление по однообразию и выдержанности. Промышленные руды здесь находятся в зоне окисления и представлены почти целиком единственным минералом — парсонситом. Для этих месторождений также характерно полное отсутствие первичных минералов урана и обильное развитие галенита. По мнению французских исследователей, парсонсит — продукт последней очень низкотемпературной гидротермальной

стадии — образуется в связи с проработкой первичных галенитовых руд. Источником урана, очевидно, служили урановые месторождения группы Бигай с промышленными первичными урановыми рудами [432]. Эти месторождения расположены к востоку от месторождений региона Лашо и связаны с последними единой серией разломов. Можно соглашаться или не соглашаться с выводами авторов относительно гидротермального происхождения парсонсита, поскольку последний развит все-таки исключительно в зоне окисления, но здесь важно совершенно другое. Изучение месторождений парсонсита впервые позволило установить закономерность появления этого минерала, связанную со значительным преобладанием свинца по сравнению с ураном. Той же закономерности подчиняется и обнаруженный совсем недавно мышьяковый аналог парсонсита — халлимондит. Рудная жила Михель (ФРГ, Шварцвальд), в зоне окисления которой в ассоциации с другим арсенатом урана — хюгелитом (мышьяковый аналог дюмонтита) найден халлимондит, состоит в основном из кварца с вкрапленностью галенита и барита. Источником мышьяка был самородный мышьяк, также встречающийся в жиле. Первичные минералы урана не обнаружены. Считается, что источником урана явились вмещающие породы [472].

К этой же группе зон окислений, по-видимому, можно будет отнести зоны окисления с селенитами (селенатами?) и теллуритами урана.

Минералогические находки селенитов и теллуритов урана в настоящее время насчитываются единицами, но тем не менее все они отличаются удивительной закономерностью: найдены за пределами урановых месторождений. Селениты урана гейменит, демесмэкерит, мартоцит, дерриксит были обнаружены в зоне окисления медного месторождения Мусоной, входящего в состав урано-медного пояса Катанги и расположенного в непосредственной близости от уранового месторождения Колвези [375, 376, 377, 429].

Той же закономерности подчинены находки известных в настоящее время теллуритов урана — моктесумита, клиффордита и шмиттерита. Все они обнаружены в зоне окисления золото-теллуриевого месторождения Моктесума в Мексике (провинция Сонора), вблизи которого расположен наиболее значительный для Мексики ураноносный район Гваделупа [388, 389, 390].

Таким образом, основной особенностью зон окисления третьей группы является возможность пограничного положения определенных соединений урана между урановыми месторождениями и месторождениями другого типа. Поэтому присутствие в зоне окисления почти исключительно одних молибдатов или свинцово-урановых фосфатов и арсенатов урана означает резкое преобладание в первичных рудах минералов молибдена или свинца по сравнению с минералами урана. Если руды зоны окисления не промышленные, нельзя ожидать появления промышленных руд и на глубине. Незначительное развитие в зоне окисления молибдатов или свинцово-урановых фосфатов и арсенатов среди других вторичных минералов урана говорит об эпизодическом развитии первичных сульфидов молибдена или свинца в количествах, превышающих минералы урана. В этом случае для расшифровки состава первичных руд и особенно для каких-либо прогнозов на глубину решающее значение должны иметь закономерности образования других вторичных минералов урана и их взаимоотношения с молибдатами или свинцово-урановыми фосфатами и арсенатами урана. Такие же выводы, по-видимому, могут быть сделаны и по зонам окисления с селенитами и теллуритами урана.

Аналогично зонам окисления месторождений третьей группы, руды которых могут иметь промышленное значение, в ряде случаев наблюдаются

промышленные скопления урановых слюдок. Обычно они представлены отенитом, реже ураноцирцитом и еще реже другими слюдками. Появление их связано либо с существованием в непосредственной близости урановых месторождений, для которых характерен интенсивный вынос урана, в то время как участки образования урановых слюдок представляют собой своеобразные ловушки урана (наиболее часто это системы трещин, заполненных глинистым материалом), либо с существованием массивов с резко повышенным по сравнению с кларковым содержанием урана и наличием тех же ловушек. Такие скопления слюдок характеризуются почти исключительной мономинеральностью, отсутствием минералов-спутников, типичных для слюдковых зон уран-сульфидных месторождений и связанных с развитием определенной сульфидной минерализации. И хотя этот слюдковый тип зоны окисления в настоящее время не может быть включен в классификацию зоны окисления гидротермальных урановых месторождений, он достаточно важен, хотя бы для отбраковки урановых аномалий [21].

Установление типа зоны окисления, основанное на детальном изучении вещественного состава, дает много сведений о составе первичных руд месторождения. Можно отделить собственно урановые месторождения от сульфидно-урановых, определить состав основных сульфидов в сульфидно-урановых месторождениях и их соотношение с сульфоарсенидами и арсенидами, установить степень карбонатизации руд и состав карбонатов, количественные взаимоотношения жильного материала, сульфидов и урановой минерализации, и на основании этих данных дать заключение о морфологии рудных тел в бессульфидных урановых месторождениях. Помимо чисто качественных заключений установление типа зоны окисления несет в себе и определенные количественные характеристики и позволяет решить очень важный для промышленности вопрос о наличии или отсутствии на месторождении зоны вторичного обогащения. Не менее важным вопросом является и примерная количественная оценка выноса (а в некоторых случаях привноса) урана из (в) зоны окисления.

Выделенные девять типов зон окисления предусматривают качественную расшифровку состава первичных руд. По возможностям количественной оценки эти типы разбиты на три группы.

В зонах окисления первой группы окисленные руды сохраняют морфологию первичных руд; здесь не бывает зоны вторичного обогащения (за исключением случаев резкого изменения характера месторождения с глубиной).

Минерализация зон окисления второй группы выходит за пределы первичных рудных тел. Содержание урана в окисленных рудах уменьшается по сравнению с первичными рудами. Для этой группы характерна зона вторичного обогащения, и она тем ярче выражена, чем интенсивнее происходит выщелачивание урана из зоны окисления с возможно меньшим удерживанием его за счет образования вторичной минерализации и чем концентрированнее распределены восстановители, в частности сульфиды. Соответственно минимальные возможности для образования зоны вторичного обогащения в слюдково-силикатном типе и максимальные — в слюдковом и лимонитовом. Оценивая возможности выноса урана в слюдковом типе, необходимо учитывать, что слюдковая минерализация по объему в 3—6 раз превышает объем создавшей ее первичной урановой минерализации.

Промышленная значимость месторождений третьей группы, если они представлены исключительно минералами, определяющими тип зоны окисления, ограничивается только запасами зоны окисления и зоны вторичного обогащения (для молибденовых месторождений).

ГЛАВА 6
ИСТОЧНИКИ УРАНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ *

ПРЕДПОЛАГАЕМЫЕ ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА И ВОПРОСЫ ЭВОЛЮЦИИ УСЛОВИЙ ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Как известно, проблема эволюции геологических процессов имеет фундаментальное значение в области наук о Земле. Геологи, изучающие рудные месторождения, обоснованно уделяют большое внимание определению их места в истории развития геосинклинально-складчатых систем, платформ и областей тектоно-магматической активизации. Урановые месторождения представляют в этом отношении особый интерес вследствие высокой подвижности урана в природе и многообразия геологических обстановок, в которых образуются промышленные урановые руды [271, 277, 29, 306, 107, 80].

Анализ имеющихся данных свидетельствует о закономерной смене типов и условий формирования урановых месторождений в связи с общим необратимым развитием тектонических структур земной коры [108]. При этом на протяжении всей обозримой геологической истории образование эндогенных урановых месторождений связано с процессами в земной коре континентального типа, будь то древние щиты и платформы, палеозойские складчатые сооружения или области тектоно-магматической активизации. Первые промышленные эндогенные урановые месторождения возникли в результате протоактивизации раннедокембрийских структур на рубеже 2,0—1,9 млрд. лет. В палеозое (380—250 млн. лет) формирование их связано с переработкой срединных массивов, в мезозое (150—120 млн. лет) — с тектоно-магматической активизацией ранее консолидированных платформ и складчатых областей.

Различными были и источники рудных веществ эндогенных урановых месторождений. Поскольку фактические материалы по этому вопросу далеко не равноценны, мы ограничимся рассмотрением тех месторождений, по которым имеются более определенные сведения.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ УРАНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Среди многочисленных и разнообразных урановых месторождений докембрийского возраста основную роль играют ураноносные конгломераты и метаморфогенно-гидротермальные месторождения урана в зонах крупных разломов кристаллического фундамента. Первые определяют металлогенический профиль осадочного чехла протоплатформ, вторые — областей протоактивизации [448].

Ураноносные, или, точнее, металлоносные, конгломераты представляют собой уникальную геологическую и рудную формацию докембрия [263]. Они залегают в основании или в нижней части мощных осадочных и осадочно-вулканогенных серий, сформированных в интервале 2,8—2,0 млрд. лет, и с резким

* Некоторые представления авторов главы противоречивы и дискуссионны. — *Прим. ответ. ред.*

несогласием перекрывают архейские зеленокаменные пояса и разделяющие их поля гранито-гнейсов. Накопление этих серий началось после длительной эволюции земной коры и знаменует появление первых эпикратонных впадин либо во внутренних частях протоплатформ (Южная Африка, Бразилия), либо на границе с протогеосинклинальными поясами (Канада, Балтийский щит).

В частности, урановосные и золотоносные конгломераты эпикратонной впадины Витватерсранд образовались в результате глубокого размыва архейских гранито-гнейсов и зеленокаменных пород кратона Каапвааль [471]. В северном борту впадины выявлены древние конуса выноса обломочного материала, в которых и сосредоточены промышленные руды урана и золота. В фундаменте впадины повышенные концентрации золота приурочены к зеленокаменным поясам. Предполагается, что золото было привнесено из верхней мантии магматическими расплавами основного и ультраосновного состава. Первоначально находилось в породах в рассеянной форме, а затем в процессе метаморфизма их и внедрения гранитов подверглось перераспределению с образованием жильных месторождений. Эрозия этих месторождений и дала россыпное золото конгломератов. Главная масса урана в конгломератах сосредоточена в уранините. Наиболее вероятным источником урана считаются позднеархейские богатые летучими граниты и сопровождающие их пегматиты. Вопрос о генезисе уранинита сейчас решается в пользу россыпной теории, хотя остаются неясными причины избирательной концентрации его при незначительном распространении в конгломератах монацита, касситерита и т. п. Что же касается участия гидротермальных растворов в образовании урановосных конгломератов, то роль их ограничивается частичным переотложением урана 2000 и 900—1000 млн. лет назад.

Согласно А. И. Тугаринову [304], именно первично осадочные урановосные конгломераты явились источником для образования первых эндогенных урановых месторождений на рубеже 2,0—1,9 млрд. лет. Основой для этого вывода послужили наблюдения на гидротермальных урановых месторождениях, залегающих среди докембрийских железистых кварцитов. В нижней части железорудной серии были изучены метаморфизованные конгломераты, гравелиты и песчаники, абсолютный возраст которых около 3 млрд. лет, перекрывающие архейские гнейсы и граниты. Цемент конгломератов и гравелитов представлен главным образом слюдисто-органогенным материалом, пронизанным пиритом и содержащим включения уранинита и галенита. Свинец из этих галенитов резко обогащен радиогенными изотопами. Одновременно в стратиграфически более высоких горизонтах были изучены мощные тела щелочных метасоматитов с интенсивной урановой минерализацией. Она представлена тонкой вкрапленностью (доли миллиметра) уранинита в альбитите, эгиринite, карбонатном метасоматите. Урановое оруденение сопровождается незначительной свинцовой минерализацией, но с явно аномальным изотопным составом свинца, хотя и не в такой ярко выраженной форме, как у свинца галенитов из метаморфизованных гравелитов и конгломератов. Возраст урановых залежей был определен в 1860 млн. лет. Показательно, что оба последних свинца отличаются радиогенной добавкой одного и того же типа с отношением $Pb^{207}/Pb^{206} = 0{,}3$, которая показывает, что свинец отделился от урана 2000 млн. лет назад, в то время как уран в конгломератах имеет возраст 2800 млн. лет. О том что свинец 3 на пути от конгломератов и гравелитов к натровым метасоматитам был перенесен гидротермальными растворами совместно с ураном, свидетельствует его исключительно выдержанный изотопный состав

и разбавление свинцом вмещающих пород. Однако дальнейшие исследования показали, что геологическая позиция урановосных натровых метасоматитов не ограничивается приведенной схемой. Было установлено, что эти метасоматиты контролируются крупными, длительно развивающимися разломами, накладываются на самые разнородные структурные элементы древних щитов и представляют собой особую геологическую формацию, сопоставимую со щелочными интрузивными формациями фанерозойских складчатых областей. Они образованы в процессе протоактивизации древних платформ и наряду с высокотемпературными калиевыми метасоматитами и золотоносными диафторитами характерны именно для этого металлогенического этапа [234, 448].

Иногда урановосные натровые метасоматиты локализуются в экзоконтактах многофазных гранитоидных плутонов докембрийского возраста. Ю. П. Егоров, А. П. Сухинин [81] установили постепенное увеличение отношения K/Na от ранних фаз к поздним и сделали вывод о накоплении натрия и урана в остаточных расплавах с последующим отделением их в постмагматических растворах. Этому выводу противоречат два обстоятельства. Во-первых, гранитоиды принадлежат к абиссальной фации, а натровые метасоматиты образованы на меньших глубинах, во-вторых, рудоносные разломы явно наложены на внутренние структуры плутонов, и в промежутке между застыванием гранитов и натровым метасоматизмом по этим разломам происходили неоднократные тектонические движения в условиях, соответствующих глубинам формирования амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

Я. Н. Белевцев и др. [18] показали, что урановосные натровые метасоматиты локализуются преимущественно в породах амфиболитовой фации, которые содержат больше урана, чем породы гранулитовой фации. Они также высказали предположение, что переход от амфиболитовой фации к гранулитовой сопровождается интенсивным выносом урана в составе щелочно-карбонатных растворов, поднимающихся в более высокие горизонты и здесь при средних температурах и давлениях формирующих рудоносные метасоматиты. По мнению Я. Н. Белевцева, эти растворы могли образоваться за счет воды исходных пород, вадозовых вод глубинной циркуляции при участии ювенильных флюидов, с которыми поступали натрий и углекислота. Что же касается урана, то его источником, вероятно, были урановосные кластогенные отложения. Как уже было сказано, для урановосных метасоматитов в железистых кварцитах таковыми могли служить базальные горизонты конгломератов и гравелитов. Если же метасоматиты залегают в гнейсах и гранитах, то вопрос об исходных урановосных породах остается открытым, хотя геологические данные не исключают присутствия тех же горизонтов на глубинах, еще не вскрытых эрозией.

Многие канадские исследователи также склоняются к представлению о метаморфогенно-гидротермальном происхождении урановых месторождений района Биверлодж. Как известно, урановое оруденение здесь приурочено к крупным разломам, которые рассекают метаморфические породы группы Тейзин на серию тектонических блоков и ограничивают приразломные впадины, заполненные терригенными породами формации Мартин [468]. По данным Rb—Sr и U—Pb методов группа Тейзин имеет возраст более 2,5 млрд. лет, а главная масса урановых руд 1,8—1,9 млрд. лет [363]. Я. Крупичка и Г. Сассано [406] доказали, что гранито-гнейсы в зонах разломов испытали многократные деформации и регрессивный метаморфизм зеленосланцевой фации. Было высказано предположение, что в формации Мартин залегают переотложенные настурановые руды и сама эта формация образовалась после главной фазы урановорудного процесса.

В качестве источника гидротермальных урановых руд Л. Трембли [468] указал на горизонты кварцитов в группе Тейзин, которые содержат повышенные количества урана и обладают более низким отношением Th/U, чем другие породы амфиболитовой фации (3,8 против 7,4). Что же касается механизма концентрации урана, то Л. Трембли ограничился замечанием о том, что она имела место в процессе гранитизации обогащенных ураном осадочных пород с последующим отложением руд из гидротермальных растворов.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ УРАНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В палеозойских складчатых областях эндогенные урановые месторождения, как правило, приурочены к жестким срединным массивам и лишь изредка наблюдаются в их складчатом обрамлении [276, 293, 130, 141, 51 и др.]. Ведущее значение среди них имеют гидротермальные месторождения, относящиеся к четырем генетическим классам:

1) связанные с андезит-диоритовыми магматическими комплексами и принадлежащие к двум рудным формациям — апатит-урановой и сульфидно-урановой;

2) связанные с гранитными магматическими комплексами и принадлежащие также к двум рудным формациям — карбонатно-урановой и флюорит-урановой;

3) связанные с дифференцированными липарит-гранитными магматическими комплексами, принадлежащие в основном к сульфидно-урановой (молибден-урановой) рудной формации;

4) стратиформные месторождения, не обнаруживающие видимой связи с магматизмом, относимые нами к двум рудным формациям — сульфидно-урановой и собственно урановой (малосульфидной).

Установлено три эпохи уранового рудообразования, совпадающих с завершением интрузивной или вулканической деятельности и становлением поздних гипабиссальных интрузий и даек: девонская (380—350 млн. лет), характерная для каледонид, каменноугольная (320—300 млн. лет) — для ранних герцинид и пермская (270—250 млн. лет) — для поздних герцинид.

Месторождения первого класса типичны для каледонских, второго и третьего — для герцинских срединных массивов, четвертого класса — для обрамления срединных массивов.

Палеозойские гидротермальные урановые месторождения изучены лучше других, что позволяет рассматривать более широко вопрос об их источниках.

В истории развития палеозойских урановых провинций можно выделить четыре периода, отличающихся по тектоническому режиму, геологическим формациям и урановосности: орогенный послеплатформенный, геосинклинальный, послегеосинклинальный орогенный и платформенный. С орогенным послеплатформенным периодом иногда связаны метаморфизованные россыпи, в которых уран присутствует в повышенных количествах в виде примесей в некоторых минералах (цирконе, циртолите, монаците и др.).

Среди собственно геосинклинальных формаций особо выделяются углеродисто-кремнистые сланцы, вмещающие огромную массу урана и сопутствующих ему компонентов: фосфора, молибдена, ванадия, никеля, свинца и др. Содержания этих элементов в углеродисто-кремнистых сланцах нижнего палеозоя превышают их содержание в аналогичных породах другого возраста в 10—20 раз. Содержание урана в урановосных сланцах от $5—10 \times 10^{-4}$ до 50—

$100 \times 10^{-4}\%$. Формы нахождения урана различны: свободные окислы урана, фосфаты и гуматы уранила, сорбированный уран.

Фациальный анализ нижнепалеозойских черных сланцев указывает на их образование в мелководных бассейнах шельфа и континентального склона срединных массивов, в условиях почти полного прекращения интенсивной вулканической деятельности. Накопление урана и сопутствующих ему компонентов большинство исследователей связывают с сорбцией его донными осадками, содержащими органику. Наиболее вероятным источником урана считаются породы фундамента, слагающие ядра срединных массивов.

В геосинклинальный период, чаще всего в инверсионную стадию, в срединных массивах и их обрамлении формируются сложные крупные интрузивы гранитоидов, для которых в целом характерно невысокое содержание урана, тория, молибдена, свинца, бериллия, циркония и некоторых других элементов-примесей, свойственных урановым рудам, но обычно они отличаются повышенными концентрациями титана, кобальта, ванадия, никеля, марганца и некоторых других элементов, не характерных для руд урана.

В послегеосинклинальный орогенный период в урапоносных срединных массивах и в их краевых зонах интенсивно проявлены континентальные кислые вулканиты и гранитоидные интрузивы, образующие в совокупности с красноцветными и пестроцветными молассами характерные послегеосинклинальные орогенные формации. В этот период значительные концентрации урана и некоторых сопутствующих ему элементов (молибдена, свинца и др.) накапливаются в слоях терригенных мелкозернистых осадков, некоторых туфах и лавовых покровах, заполняющих вулканические депрессии, грабены и кальдеры. Такие осадки нередко насыщены углефицированным растительным детритом и содержат вкрапленность сульфидов. Изредка в них возникают промышленные седиментационно-диагенетические залежи урановых руд.

В ядрах отдельных срединных массивов известны сложные кольцевые сооружения комплексов щелочных пород, с которыми ассоциирует редкометальноурановая минерализация.

Резко повышенные содержания урана и некоторых других элементов (Be, Zr, Th, Y, Mo, Pb), а также флюорита характерны для самых поздних гипабиссальных интрузивов и экструзивных тел кислых — субщелочных пород, образующих купола или лакколиты, локализованные в зонах кольцевых и дуговых разломов, обрамляющих вулканические кальдеры. По данным массовых определений абсолютного возраста магматических пород, околорудных метасоматитов и руд именно с этими гипабиссальными интрузивами и экструзивами ближе всего ассоциируют гидротермальные урановые месторождения, так характерные для срединных массивов. Однако эти интрузивы и экструзивы вследствие малых размеров не могли служить источником рудоносных растворов. Поэтому большинство исследователей связывают урановое рудообразование с магматическими внутрикоровыми очагами, существовавшими в орогенный послегеосинклинальный период развития провинций. На это указывают следующие признаки. Во всех палеозойских урановых провинциях выявлены характерные семейства гидротермальных месторождений, образующих единые формационные ряды. Урановые месторождения занимают в таких рядах определенное положение. Основные эпохи уранового и сопутствующего ему рудообразования в рассматриваемых провинциях всегда совпадают во времени с поздними орогенными магматическими формациями. Они возникают непосредственно после прекращения вулканической деятельности и внедрения самых поздних интрузивов, т. е. в период консолидации коровых магматических

очагов, питавших вулканы. Все палеозойские месторождения урана тяготеют к крупным магмовыводящим разломам в земной коре, которые контролируют не только положение вулканов, гипабиссальных интрузивов, но и зон интенсивного метасоматоза. Положение рудных залежей внутри таких зон определяется локальными факторами, среди которых структурные условия разгрузки гидротерм играют ведущую роль. Ярко выражена геохимическая специализация указанных магматических комплексов, близких по возрасту к оруденению, на основные компоненты, слагающие урановые руды (к примеру P, V, Mo, Be, Sr, в других случаях Be, Zr, Y, Mo, Pb и т. п.).

В ряде палеозойских урановорудных районов глубинным сейсмическим зондированием установлены сокращенные мощности «гранитной» части коры под крупными вулканическими кальдерами, а с помощью комплекса геофизических методов в зонах крупных разломов обнаружены столбообразные гранитные тела — своеобразные корни субвулканических и гипабиссальных массивов, связывавшие их с застывшими на глубине очагами кислых магм. Возможно, что именно эти очаги служили источником рудоносных растворов, переносивших уран, фтор и сопутствующие им тяжелые металлы.

Вместе с тем исследованиями гидротермальных уран-молибденовых месторождений, приуроченных к вулканическим депрессиям, установлена значительная роль в рудообразовании напорных термоартезианских вод [316]. Заключение о возможности заимствования части урана из вмещающих пород базируется на анализе пространственного распределения метасоматитов и руд, термометрических исследованиях, изучении состава газово-жидких включений, изотопного состава серы из сульфидов и сульфатов, а также свинца. Из вмещающих пород были частично извлечены и щелочи, щелочноземельные элементы, сера, железо, никель, кобальт. Но главная масса фтора, тяжелых металлов и урана была привнесена «глубинными» растворами.

В последние годы в связи с широким развитием геохимических и изотопных исследований свинцов, серы, урана установлено заимствование урана и сопутствующих ему компонентов из черных углеродистых сланцев, накопившихся на ранней стадии геосинклинального цикла. В одних рудах выявлены свинцы, заимствованные из более ранних осадочных палеозойских толщ, и более поздние радиогенные свинцы; в других — хорошо выражено влияние докембрийского субстрата, что проявляется в виде существенной добавки «древних» изотопов свинца в более поздние свинцы.

Все это вместе взятое указывает на возможность обсуждения нескольких гипотез формирования урановосных растворов в палеозойских складчатых областях: гидротермальной магматогенной, гидротермальной вадозно-инфильтрационной или метаморфогенной и гидротермальной полигенной. Однако ни одна из них не может считаться универсальной. Чаще всего на урановых палеозойских месторождениях обнаруживаются признаки полигенной природы рудных веществ. Можно определенно утверждать, что на многих месторождениях рудные компоненты частично поступали из древних осадочных урановосных формаций, из глубинных гранитоидных расплавов и с нагретыми поверхностными водами.

МЕЗОЗОЙСКИЕ УРАНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Начиная с мезозоя эндогенную металлогению урана, как и многих других рудных полезных ископаемых, определяют процессы тектоно-магматической активизации древних платформ и ранее консолидированных складчатых обла-

стей. Отличительные особенности этих процессов следующие: проявление в континентальных условиях, энергичные блоковые движения, накопление наземных вулканогенно-осадочных толщ, возникновение специфических структурных элементов — сводовых поднятий, межгорных впадин, рифтов, разнообразный интрузивный и эффузивный магматизм, сопровождаемый интенсивным эндогенным оруденением.

Наиболее продуктивна в отношении эндогенных урановых месторождений позднемезозойская эпоха (150—120 млн. лет). По возрасту гидротермальное урановое оруденение ближе всего к близповерхностным интрузивам и экструзивам, прорывающим вулканогенно-осадочные породы орогенного структурного этажа. По составу и условиям образования они сходны с завершающими вулканогенными формациями геосинклинально-складчатых областей. Поэтому близкими по геологическим структурам и минеральному составу оказываются и соответствующие молибден-урановые, флюорит-урановые и собственно урановые месторождения, которые приурочены к наложенным вулканическим депрессиям. Для этих депрессий весьма вероятен приведенный выше механизм взаимодействия глубинных и артезианских растворов. Следует, однако, подчеркнуть, что для урановосных вулканических депрессий в областях активизации характерна не липарит-гранитная, а андезит-липаритовая формация и что в некоторых случаях урановое оруденение распространяется на значительную глубину в гранитоидные породы фундамента, а это в свою очередь резко ограничивает роль термальных артезианских вод.

Распределение гидротермального уранового оруденения в областях тектоно-магматической активизации не ограничивается зонами молодого вулканизма. Оно выходит далеко за пределы таких зон и при благоприятных условиях формируется и в дислоцированном платформенном чехле, и в ультраметаморфических породах нижнего структурного этажа. Именно здесь возникают урановые месторождения, не имеющие полных аналогов ни в складчатых областях, ни на древних платформах. Так, на активизированных эпипротерозойских и эпикаледонских платформах известны гидротермальные молибден-урановые и ртутно-урановые месторождения, залегающие в карбонатно-песчано-сланцевых платформенных отложениях. Они приурочены к линейным поясам складок, осложненным крупными поперечными разломами, и представлены согласными линзовидными и столбообразными залежами в зонах дробления и окварцевания. Стратиграфически ниже, в основании платформенного чехла и в подстилающих геосинклинальных толщах, известны горизонты фосфоритов и черных углеродистых сланцев с аномально высокими содержаниями урана и некоторых его элементов-спутников. Показательно, что в настуран-сульфидных рудах много битумов, такие металлы, как молибден, селен, таллий, в значительной своей части ассоциируют с углеродистым веществом, а набор жильных минералов (кварц, кальцит, доломит, гидрослюды и др.) всецело определяется составом вмещающих пород. Эти данные позволяют говорить о мобилизации рудных компонентов из осадочных пород в процессе тектоно-магматической активизации без непосредственного участия магматических расплавов.

В то же время на активизированных древних щитах Т. В. Бплибиной и др. [29] установлена отчетливая структурная и парагенетическая связь торий-уранового оруденения со щелочными вулканогенно-интрузивными массивами калиевой линии. Формирование таких массивов представляло собой сложный процесс, в котором внедрение лакколитов сменялось излияниями щелочных эффузивов по кольцевым разломам и завершалось образованием небольших интрузивных тел эгириновых гранитов, сиенитов и грорудитов. А это в свою

очередь обусловило двукратное проявление гидротермальной деятельности: 1) после щелочных пород I фазы, с которыми ассоциируют ториеносные эгирин-кварцевые жилы; 2) после прекращения всей магматической деятельности, когда возникли рудоносные брекчии с уранинитом и пастураном.

О парагенетической связи уранового оруденения со щелочными интрузивно-экструзивными массивами свидетельствуют следующие признаки:

а) в урановых рудах и в щелочных породах содержится единая ассоциация элементов-спутников, но в рудах заметно возрастает роль металлов гидротермального процесса — свинца, мышьяка, таллия, молибдена, серебра, висмута, вольфрама и олова;

б) концентрация элементов-спутников увеличивается от пород к рудам. В частности, титан, барий, марганец, ванадий, находящиеся в щелочных породах в рассеянном состоянии, в гидротермальных образованиях относятся к группам минералообразующих элементов;

в) поведение радиоактивных элементов характеризуется постепенным уменьшением отношения тория к урану от ранних членов магматического комплекса к поздним и резким увеличением концентрации урана в гидротермальных образованиях. Основные спутники урановой и ториевой минерализации — свинец, вольфрам, иттрий и иттербий.

Формирование щелочных массивов калиевой линии на активизированных древних щитах связано с весьма глубинными процессами, происходившими в нижних горизонтах земной коры и верхней мантии. Не исключено, что некоторая часть урана и его элементов-спутников в этой геологической обстановке также имеет мантийное происхождение. Однако в районах развития щелочных пород урановорудные жилы локализуются не только внутри интрузивно-экструзивных массивов, но и в крупных омоложенных разломах кристаллического фундамента, причем геохимические исследования указывают на поступление рудных веществ в такие разломы из вмещающих ультраметаморфических пород.

Свидетельством интенсивного выноса урана из акцессорных минералов под воздействием гидротермальных растворов служат широкие и протяженные зоны с аномальными отношениями изотопов свинца и дискордантными значениями возраста по свинцовому и уран-свинцовому методам. Калиевые полевые шпаты за пределами таких зон обладают следующими отношениями изотопов свинца: $Pb^{206}/Pb^{204} = 16{,}3$; $Pb^{207}/Pb^{204} = 15{,}24$; $Pb^{208}/Pb^{204} = 36{,}91$, а внутри зон обнаруживают радиогенную добавку с отношением $Pb^{207}/Pb^{206} = 0{,}123$.

Таким образом, в областях мезозойской тектоно-магматической активизации рудные вещества эндогенных урановых месторождений, как и в палеозойских срединных массивах, имеют полигенное происхождение, но комбинации источников этих веществ здесь становятся еще более сложными.

ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФАНЕРОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Выяснение основного источника рудного вещества гидротермальных урановых месторождений является одним из важнейших вопросов общей проблемы их генезиса. Решение этого вопроса имеет большое научное и важное практическое значение и несомненно будет способствовать более эффективному проведению поисковых и разведочных работ при выявлении новых промышленных типов месторождений и расширении перспектив уже известных.

В настоящее время исследователи рудных месторождений приходят к выводу о трех главных возможных источниках металлов различных эндогенных месторождений, в том числе и урановых: подкоровый — мантийный и коровый, или сиалический, разделяющийся в свою очередь на магматогенный и внемагматический (вмещающие и подстилающие породы).

Выявление наиболее обоснованных вариантов источника рудного вещества возможно только в результате проведения комплекса региональных и локальных геологических и геохимических исследований с учетом результатов экспериментальных и теоретических исследований. Установление рудогенерирующих комплексов магматических и других пород в общей истории развития рудоносных провинций тесно связано с выяснением таких вопросов, как время образования оруденения, механизма отделения и формы переноса рудного вещества, возможные пути движения рудоносных растворов, структурно-геологические и физико-химические условия рудоотложения и др., которые должны согласованно увязываться между собой и с геологическим фактическим материалом.

Рассматривая разнообразные геологические процессы — осадконакопление, магматизм, метаморфизм, метасоматизм, постмагматическое минералообразование, выветривание и т. п., следует иметь в виду, что все эти процессы приводят к миграции, выносу или привносу различных элементов, и в том числе урана. Однако промышленные концентрации их создаются только при благоприятном сочетании некоторых из упомянутых процессов в конкретных геолого-геохимических условиях. Так, установлено, что в условиях изохимического метаморфизма высоких ступеней (гранулитовой фации), протекавшего на достаточно большой глубине, при некоторых видах метасоматоза (кислотного выщелачивания), а также при развитии гипергенных процессов в приповерхностной обстановке радиоактивные элементы, как правило, выносятся из горных пород. В то же время известно, что в процессе седиментогенеза в восстановительных условиях некоторое количество урана могло накапливаться вместе с кластическим материалом в благоприятных литологических разностях определенных осадочных формаций. Однако пока еще нигде не удалось проследить пути миграции интересующего нас элемента в периоды развития этих процессов и установить возможные участки концентрации промышленных скоплений. Иными словами, пока не получены те необходимые данные, которые бы согласовались во времени и в пространстве с главными эпохами и периодами рудообразования, а также с тем фактическим материалом, который накоплен при изучении промышленных рудных месторождений, залегающих в осадочных породах, и прежде всего с их геолого-структурными и минералого-геохимическими особенностями и историей геологического развития.

По данным многих исследователей, в настоящее время вполне определенно установлено, что в течение длительной истории геологического развития рудных провинций различных геотектонических единиц и формирования земной коры континентального типа происходило накопление радиоактивных элементов, в том числе урана, в сиалическом («гранитном», или «гранито-метаморфическом», «гранито-гнейсовом») слое. Выяснено также, что привнос урана тесно связан с проявлением интенсивных процессов аллохимического метаморфизма и гранитизации пород этого слоя под влиянием мощных тепловых потоков и трансмагматических, по Д. С. Коржинскому [135], растворов глубинного подкорового происхождения, весьма богатых щелочами, прежде всего калием, и летучими кислотными компонентами. В результате в докембрийские эпохи были сформированы огромные пояса метаморфических и кислых магматических

комплексов пород, пегматитов, а также крупные зоны калиевых и натровых метасоматитов, обладающих повышенным и высоким содержанием урана и тория. Наиболее ранние урановосные гранитоиды разного происхождения и пегматиты, развитые в пределах щитов, сформировались в архее около 3500 млн. лет назад, высокотемпературные калишпатовые метасоматиты 2500–1700 млн. лет, первые эндогенные гидротермальные урановые месторождения появились 2000—1800 млн. лет, урановосные альбититы 1800—1600 млн. лет назад. Урановосные комплексы осадочных и осадочно-метаморфических пород (конгломераты, железистые кварциты и др.) образовались 2700—2200 млн. лет назад за счет размыва и переотложения архейских гранитоидов и других пород [12, 18, 304, 449]. Такие древние урановосные образования известны во многих архейско-протерозойских комплексах щитов и погребенного фундамента древних платформ мира.

В эти ранние докембрийские эпохи, по мнению А. А. Саукова, А. И. Тугаринова, Е. Смита и др., по-видимому, произошло заложение главнейших урановосных металлогенических провинций, которые во всей дальнейшей истории развития основных структур земной коры их территории претерпели существенные преобразования, обнаруживая геохимическую унаследованность многих геологических формаций и неоднократное переотложение урана в главные эпохи тектогенеза. Такая геохимическая специализация на уран и сопутствующие элементы разных литолого-стратиграфических или кислых магматических и метаморфических комплексов отчетливо проявляется в определенных геотектонических единицах многих рудных провинций и в определенные переломные периоды их геологического развития.

Одной из общих закономерностей размещения урановосных рудных провинций различных геотектонических типов является приуроченность их к долго развивающимся подвижным поясам земной коры континентального типа, а в их пределах — к гранито-метаморфическим поясам, испытавшим длительный и многоактный процесс гранитизации пород и обладающим сравнительно увеличенной мощностью ее «гранитного» слоя.

В фанерозойских геосинклинально-складчатых областях урановые провинции тяготеют к их срединным массивам и интрагеоантиклинальным поднятиям, докембрийский фундамент которых по строению, тектоническому положению в узлах пересечения глобальных разломов и особенностям развития коры обнаруживает сходство со строением фундамента соседних щитов. В ядрах ранней и длительной консолидации срединных массивов также отмечается проявление ранних процессов гранитизации докембрийских метаморфических пород с привносом калия, урана и других элементов потоками подкоровых флюидов. Такие закономерности установлены, например, среди докембрийских гнейсовых толщ Рудных гор Чешского массива [83] и во многих других регионах.

В противоположность этим областям в геосинклинальных системах, которые развивались на коре, близкой к океаническому или промежуточному типу с маломощным «гранитным» слоем и отличаются интенсивным проявлением базальтоидного магматизма, урановосных провинций нигде в мире пока не установлено. Об этом же свидетельствуют весьма низкие содержания радиоактивных элементов, в том числе урана (0,014 г/т), в ультраосновных и основных магматических и метаморфических породах мантийного происхождения. Отсутствие видимой связи с этими магматическими образованиями урановых месторождений показывает, что их оруденение по крайней мере в эпохи развития фанерозойских областей вряд ли могло иметь непосредственный подкоровый источник рудного вещества. Однако присутствие некоторых количеств

урана и тория в карбонатитах, в щелочных и щелочно-базальтоидных (габброидных) магматических комплексах калиевого ряда мантийного происхождения, с которыми нередко связаны либо непромышленные концентрации, либо отдельные небольшие уран-ториевые месторождения в областях тектоно-магматической активизации, свидетельствует о наличии радиоактивных элементов в субстрате более глубоких подкоровых оболочек Земли.

Для решения вопроса о возможных вариантах источника уранового оруденения необходимо учитывать ряд важных выводов из предыдущих разделов. К ним прежде всего относятся выявленные закономерности размещения гидротермальных урановых месторождений в рудных провинциях и районах и, в частности, размещение их в пределах жестких геоантиклинальных поднятий, претерпевших разновозрастную дорудную гранитизацию и обладающих увеличенной мощностью «гранитного» слоя. Наряду с этим устанавливается тесная пространственная и геохимическая связь и временная близость уранового оруденения с кислыми и субщелочными магматическими образованиями (гранитами, липаритами, граносиенитами), специализированными на уран и другие рудные элементы.

Урановые месторождения вместе с гидротермальными месторождениями других металлов отчетливо контролируются глубинными магмовыводящими разломами. Ураноносные минеральные ассоциации занимают вполне определенное положение в единых формационных рядах постмагматических минеральных образований таких элементов, как W, Sn, Li, Be, F, B, Pb, Zn, Ag, As, Bi и др., преимущественно связанных с гранитоидами. Все эти факты скорее всего свидетельствуют об эндогенном источнике рудного вещества месторождений всех упомянутых металлов, включая и уран.

Как было показано в разделе «Магматизм и оруденение», многие урановые гидротермальные месторождения, несмотря на тесную пространственную, структурную и геохимическую связь и временную близость с поздним кислым магматизмом, генетически с этим процессом непосредственно не связаны, а обладают лишь общностью магматического очага и породивших его газово-тепловых потоков.

В результате радиогеохимических и петрографических исследований в различных регионах и рудных провинциях была выявлена весьма характерная особенность поведения урана и тория в ходе развития кислого магматизма — в общем накопление радиоактивных элементов к концу этого процесса. В большинстве регионов установлена прямая тенденция — увеличение содержаний радиоактивных элементов при формировании кислых интрузивно-эффузивных пород от ранних магматических циклов (комплексов, фаз) к поздним [168, 319, 265, 126, 254, 297, 284]. Однако в других регионах в целом или для их молодых образований намечается обратная тенденция — уменьшение содержания урана и тория от ранних комплексов (фаз) к поздним [173, 72 и др.]. Наряду с этим во многих крупных недифференцированных или слабо дифференцированных батолитоподобных интрузивных и анатектических массивах ранних гранитоидов не отмечается вообще какой-либо тенденции в изменении содержаний радиоактивных элементов. Все это свидетельствует о том, что в ходе эволюции магматических процессов радиоактивные элементы далеко не всегда обладают однозначной тенденцией накопления в конечных дифференциатах, да и сама эволюция может протекать по-разному в зависимости от геологических, минералого-геохимических, физико-химических и других условий. Поэтому, видимо, нельзя однозначно считать молодые дериваты поздних интрузивных комплексов возможным индикатором магматогенного источника эндогенного уранового оруденения.

А. И. Тугаринов [304], опираясь на данные Л. В. Комлева [129], Л. Л. Леоновой [173], Л. В. Таусона [297] и др., приходит к выводу, что несмотря на возрастание содержаний урана в ряду магматических дифференциатов существует предел насыщения ураном как акцессорных минералов, в которых сосредоточена большая часть его, так и самих интрузивов наиболее урапоносных гранитов, т. е. степень насыщения этим элементом гранитоидов всегда ниже их потенциальной возможности. Магматический процесс создавал лишь относительное, но весьма ограниченное (не более 0,01—0,02%) обогащение ураном наиболее кислых и щелочных дериватов. Ассимиляция урапоносных пород и кристаллизация кислой магмы приводили к поглощению урановых соединений в прочной рассеянной форме, т. е. к изоляции их от дальнейшего рудного процесса, поэтому обособление урана в остаточный расплав или флюид (в классическом представлении) в ходе дифференциации магматического очага весьма мало вероятно. Этим, видимо, объясняется отсутствие прямой генетической связи между эндогенными гидротермальными урановыми месторождениями и интрузиями гранитоидов. Такой вывод не исключает варианта выноса металла из урапоносных гранитоидов, претерпевших существенное геохимическое изменение при более позднем гидротермальном воздействии эндогенных растворов.

По-видимому, при кристаллизации кислых магм образуются только акцессорные урановые, уран-ториевые и урансодержащие минералы или некоторые урапоносные пегматиты, концентрирующие незначительные запасы руд, а в целом гранитные магматические и остаточные расплавы вряд ли могли являться основным и непосредственным источником рудного вещества для формирования гидротермального уранового оруденения.

В процессе длительной многоэтапной эволюции постмагматической деятельности фанерозойских складчатых областей намечается значительный перерыв в отложении урановых минералов магматического и гидротермального происхождения. В ранних высокотемпературных скарнах и грейзенах, в более поздних среднетемпературных кварц-сульфидных, флюоритовых и других жилах урановое оруденение, как правило, практически отсутствует, а появляется лишь в самом конце гидротермальной деятельности в наиболее поздних низкотемпературных (200—100° С) минеральных ассоциациях, сформированных в специфических, рассмотренных выше геологических условиях. Кроме того, известны факты широкого и закономерного развития во многих рудных районах серии даек основного, щелочного и лампрофирового состава, внедрение которых происходило из более глубоких подкоровых очагов после застывания самых поздних кислых магматических образований и становления породивших их магматических очагов, а в ряде случаев после отложения некоторых наиболее ранних рудных и метасоматических формаций. Урановое гидротермальное оруденение, ассоциирующее нередко с карбонатами и другими минералами, не характерными для кислых магм, является более молодым, чем эти дайки регионального распространения, и было сформировано при совершенно ином (по сравнению с ранними этапами) структурном плане. В некоторых регионах древних провинций гидротермальное оруденение того же состава и типа, не имеющее видимой связи с магматизмом, также обнаруживает структурную приуроченность к дайкам основного состава.

В провинциях, которые расположены на древних и активизированных щитах, среднетемпературное урановое оруденение, связанное с альбититами и проявленное в начале или в середине гидротермального процесса, вообще не обнаруживает видимой связи с каким-либо магматизмом. Наряду с этим

в регионах, в которых широко проявился глубинный щелочной магматизм, с ним устанавливается более тесная парагенетическая или даже, возможно, генетическая связь высокотемпературных уран-ториевых и уран-редкометальных месторождений, не имеющих обычно промышленного значения на урановое сырье.

Таким образом, вулкано-плутонические комплексы кислых и субщелочных гранито-липаритовых формаций, с которыми урановые месторождения связаны пространственно или парагенетически, вряд ли могли являться источником элемента как в процессе их становления, так и кристаллизационной дифференциации магматических очагов.

В последнее время многие зарубежные и советские авторы, на основании радиогеохимической специализации на уран (до 10—20 г/т) кислых магматических пород и предварительной подготовки, т. е. перевода значительной части фоновых концентраций элемента в «подвижную» форму, предполагают, что такие ураноносные гранитоиды и эффузивы могли служить источником металла уже после кристаллизации магматического расплава. При проникновении через такие породы непрекращающегося потока флюидов, переходящих по пути движения в гидротермальные растворы, происходило выщелачивание и мобилизация урана из пород, а сами растворы становились рудоносными. Так, например, Ю. М. Дымков [77] вероятным источником урана для гидротермальных месторождений Рудных гор предполагает интенсивно переработанные поздневарисцийские граниты, характеризующиеся повышенной радиоактивностью. В то же время и он сам отмечает, что, судя по обогащению настурана из руд месторождения Яхимов европием, растворы, по-видимому, проходили сквозь более основные подстилающие породы. Такой вариант вероятного источника урана вполне возможен, но далеко не всегда соответствует фактическим данным. Согласно этому варианту следовало бы ожидать относительно пониженных фоновых содержаний урана и резкой их неравномерности в магматических породах, обнажающихся в пределах месторождений или залегающих непосредственно под ними на глубине. Однако результаты предварительных радиогеохимических исследований пока не дают оснований для подобных выводов. Наоборот, вокруг месторождений и рудных полей обычно наблюдаются широкие первичные ореолы с повышенным геохимическим фоном урана в различных вмещающих породах, в том числе в гранитоидах и эффузивах разного состава и возраста.

Некоторые европейские и канадские геологи высказывают соображения, что жильные низкотемпературные урановые месторождения, залегающие в специализированных на уран гранитах или вокруг них, образовались вблизи эрозионной поверхности выравнивания под воздействием гипергенных процессов, в результате перевода урана в подвижное состояние в условиях аридного климата. Однако такие представления не согласуются с результатами детальных геолого-структурных, минералогических, термо-барометрических и других исследований.

Среди различных вариантов внемагматического источника урана наиболее распространенным и возможным, по мнению многих исследователей, являются углеродсодержащие и фосфатоносные субгеосинклинальные и платформенные отложения (углистые и битуминозные глинистые сланцы, алевролитовые и другие породы), обладающие обычно повышенным геохимическим фоном сингенетичных концентраций урана и многих сопутствующих элементов (V, Fe, Mo, Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Se, P, S и др.) и нередко контрастно отличающиеся по литологическому составу и по содержанию всех упомянутых металлов от выше- и

нижележащих толщ. Разрезы этих отложений характеризуются довольно пестрым литологическим составом и испытывают фациальные изменения в плане. В связи с этим общие содержания металла в них изменяются от 10 до 30 г/т, изменяется также доля его «подвижной» формы, достигая в пределах месторождений и рудных узлов до 50—60% от общей концентрации урана в породах.

На основании тесной пространственной связи с такими литолого-стратиграфическими комплексами уранового оруденения стратиформных месторождений некоторые исследователи приходят к выводу о том, что вмещающие породы с повышенными содержаниями металлов служили непосредственным источником урана, мобилизованным в результате проявления различных более поздних низкотемпературных процессов — региональных метаморфических [55—57 и др.], гидротермальных или гипергенных. Эти представления обычно основываются на результатах общих геохимических и некоторых экспериментальных исследований, согласно которым нередко наблюдается частичный или локально значительный вынос металла из пород при определенных условиях (кислые сульфатные или близкие к нейтральным, слабо щелочные карбонатные растворы).

Однако, как показали детальные (геолого-структурные, минералогические и петрологические) и региональные (тектонические и металлогенические) исследования, а также изучение возрастных взаимоотношений и условий локализации уранового оруденения, закономерностей распространения рудных парагенетических ассоциаций, такие представления, несмотря на кажущуюся их возможность, не подтверждаются фактическим материалом [259, 153].

При региональном метаморфизме горных пород низких ступеней, в восстановительных условиях, не происходит существенного перераспределения и значительной миграции урана, приводящих к его промышленным концентрациям. Продукты метаморфизма — метакристаллы пирита, скопления серицита, гидрослюд, хлорита, пирофиллита, альбита, кварца, графита и др., как правило, не содержат заметных количеств металла.

При гипергенных процессах вследствие окисления сульфидов железа и органики образуются весьма агрессивные инфильтрационные воды, обогащенные сульфатами и бикарбонатами ряда металлов, которые выщелачивают значительную часть урана из углеродсодержащих пород в верхних приповерхностных условиях до глубин первые десятки метров или по тектоническим зонам — первые сотни метров. Однако дальнейшая история миграции элемента остается во многом неизученной и далеко не ясной. В целом намечается тенденция разубоживания его содержаний в минерализованных растворах при смешении их с пресными, близкими к нейтральным подземными водами. В результате происходит общее рассеивание урана. В наиболее благоприятной обстановке аккумуляции, на границе развития площадных и линейных кор выветривания с неизмененными породами или при инсоляционных процессах, образуются незначительные пленочные концентрации урановых черней или других соединений, обычно без сопутствующих минералов и элементов (за исключением ванадия и некоторых других), не превышающие категории аномалий с содержаниями урана не более 0,01—0,02%. Такие скопления плащеили карманообразной морфологии имеют весьма малую мощность (первые метры) и на глубине до первых десятков метров выклиниваются. Как правило, промышленных концентраций урана в этих условиях не образуется.

Региональные и локальные геологические исследования показывают, что промышленные стратиформные месторождения урана, залегающие среди упомянутых углеродсодержащих литолого-стратиграфических комплексов, фор-

мируются только в определенных благоприятных условиях, когда эти породы располагаются в тектонических узлах сочленения крупных рудоконтролирующих разломов, вдоль которых интенсивно проявились гидротермальные процессы. В таких структурно-рудных узлах урановое оруденение локализуется не только в благоприятных рудовмещающих горизонтах, но и развивается гораздо шире в ниже- и вышележащие породы. Иногда оно распространяется широко по площади не только в различные стратиграфические горизонты данного структурного этажа, но и в образования различных этажей и ярусов. Урановое оруденение и сопровождающая его минерализация по возрасту являются более молодыми, чем продукты кор выветривания.

В пределах рассматриваемых месторождений широко проявлены продукты интенсивной гидротермальной деятельности, но в то же время сказывается также влияние инфильтрационных вод (слюдисто-карбонатные метасоматиты, известково-железо-магнезиальные карбонаты, сульфиды и арсениды многих металлов, известково-барий-стронциевые сульфаты и др.), ассоциирующие с настураном, коффинитом и другими урановыми минералами. В целом геолого-структурные, минералого-геохимические, возрастные и другие особенности, характерные для этих месторождений, вполне сопоставимы с таковыми типичных гидротермальных урановых месторождений, оруденение которых парагенетически связано с поздними массивами гранитоидов. Нередко пространственное размещение жильных и стратиформных урановых месторождений в различных тектонических блоках и рудовмещающих породах определяется едиными зонами сквозных глубинных разломов. Сопоставление главных рудных и других минеральных ассоциаций по их возрастным соотношениям между собой и с различными магматическими и осадочными образованиями, а также геохронологические данные показывают принадлежность этих месторождений либо к одним и тем же металлогеническим эпохам, либо к разным эпохам, но к единым формационным рядам, которые отображают закономерную эволюцию в пространстве и во времени условий уранового рудообразования. Такие общие закономерности размещения месторождений разных типов свидетельствуют о едином региональном процессе их образования и едином источнике рудного вещества.

Таким образом, анализ размещения ураноносных рудных поясов, провинций и зон, а в их пределах — рудных районов, полей и месторождений показывает отчетливую приуроченность их к участкам земной коры континентального типа, сложенным гранито-метаморфическими образованиями (срединным массивам, интрагеоантиклиналям), претерпевшим длительные и унаследованные процессы гранитизации в широком понимании. С такими процессами связан не только привнос радиоактивных элементов, в том числе урана, но и их существенное перераспределение, вызвавшее нарушение первичных конституциональных связей и приведшее к предварительной подготовке пород и переводу радиоактивных элементов в более подвижное состояние — резкая дифференцированность содержаний урана (коэффициент вариации более 60%) и высокая доля (до 50—60%) «подвижной» его формы, низкое (1—3 и менее) торий-урановое отношение. Докембрийский фундамент подобных участков земной коры имеет единый «гранитный» слой и обнаруживает многие черты сходства в строении и развитии с фундаментом соседних щитов и древних платформ, в пределах которых развиты первично высокоураноносные осадочные, метаморфические и магматические комплексы раннедокембрийского возраста. Многие рудные провинции располагаются в крупных тектонических узлах сочленения геосинклинально-складчатых систем, содержащих гранито-метаморфическое ядро

(срединные массивы или интрагеоантиклинали), со сквозными рифтовыми зонами, которые продолжаются в виде авлакогенов и рифтогенных поясов в пределы древних кратогенов.

Неравномерное размещение рудных и безрудных районов или зон в пределах урановых провинций обусловлено их разным тектоническим положением, неодинаковым строением земной коры и различной степенью проявления подкоровых и внутрикоровых процессов. Многие урановорудные районы, включающие эндогенные месторождения не только урана, но и других металлов, приурочены к геоантиклинальным блокам с повышенной мощностью «гранито-метаморфического» слоя коры, в которых проявлялись разновозрастные как древние, так и наиболее поздние процессы гранитизации. С этими же процессами связано не только палингенное магмообразование кислого состава, но также более позднее проявление интенсивной постмагматической деятельности, сопровождаемой минерализованными растворами галоидного, карбонатного и сернистого состава. Развитые здесь гнейсовые купольные структуры содержат ранние гранито-гнейсы и различные гранитизированные (калишпатизированные) породы, которые обладают повышенными фоновыми концентрациями урана и высокой степенью их дифференцированности. Здесь также проявлены поздние граниты и липариты с повышенными содержаниями урана, низким торий-урановым отношением и высоким процентом «подвижных» форм урана. Подобные метаморфические и магматические образования являются, с одной стороны, индикаторами урановоносности глубоких разрезов блоков земной коры, а с другой — отображают проявившиеся на глубине процессы гранитизации, которые вызвали выплавление палингенных кислых магм и перевели в более подвижное состояние металл урановоносных пород. Эти процессы в конечном итоге способствовали переходу урана в раствор при проникновении сквозь них подкоровых флюидов.

Выявленные закономерности размещения и установленные связи урановых месторождений со специализированными участками земной коры и проявленным в их пределах кислым магматизмом, очевидно, свидетельствуют о том, что эти метаморфические породы, особенно после выплавления и отторжения палингенной гранитоидной магмы, могли служить главным и непосредственным источником рудного вещества для формирования эндогенных гидротермальных месторождений урана при прохождении через них «сквозьмагматических» растворов.

ГЛАВА 7

УРАН-СВИНЦОВАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ОБЩАЯ ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТЕЙ U—Pb ГЕОХРОНОЛОГИИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА

U—Pb геохронология перешагнула рамки задачи определения возраста в узком смысле слова. Она превратилась сейчас в метод датирования и качественного выявления событий, которые в истории геологических тел сопровождались образованием минералов, их перекристаллизацией, привносом (выносом) элементов или их перераспределением между минеральными фазами.

Такой подход в геохронологических работах по ряду причин осуществляется не всегда. Тем не менее его безусловно можно считать главной тенденцией развития U—Pb метода применительно к обоим главным его объектам — эндогенным урановым рудам и горным породам при датировании последних по циркону.

Широкое рассмотрение вопросов хронологии процессов формирования руд и горных пород на основе данных U—Pb метода оказывается возможным прежде всего благодаря замечательным особенностям этого метода, выделяющим его среди других методов изотопной геохронологии.

U—Pb метод, в отличие от Rb—Sr или K—Ar метода, использует две изотопные системы, одновременно присутствующие в изучаемом минерале — $^{238}U—^{206}Pb$ и $^{235}U—^{207}Pb$. Отсюда для каждого проанализированного минерала по отношениям $^{206}Pb/^{238}U$ и $^{207}Pb/^{235}U$ может быть получено два независимых значения возраста, которые для краткости будем обозначать t (206/238) и t (207/235). Периоды полураспада материнских изотопов ^{238}U и ^{235}U различаются в 6,5 раз. Этот фактор обусловливает резко различную скорость накопления стабильных изотопов ^{206}Pb и ^{207}Pb, позволяя в качестве метки времени использовать третье изотопное отношение — $^{207}Pb/^{206}Pb$.

Принципиально важное значение имеет то обстоятельство, что эти три отношения и вычисляемые по ним возрасты t (206/238), t (207/235) и t (207/206) по-разному реагируют на процессы, нарушавшие в течение жизни минерала замкнутость его U—Pb изотопных систем. Совокупность указанных отношений, полученных по одному образцу и особенно по серии образцов, позволяет оценить степень искажения показаний изотопных геохронометров и направленность вторичных сдвигов свинцово-урановых изотопных отношений, если таковые в истории изучаемых минералов имели место. На основе этих данных U—Pb методом решаются и две главные задачи геохронологии: 1) датирование минералов, имеющих нарушенные U—Pb системы, т. е. нахождение действительного возраста минералообразования на основании полученной серии искаженных или кажущихся возрастов; 2) оценка возраста геохимических событий, вызвавших указанные нарушения. Эти возможности U—Pb метода реализованы в так называемых графико-аналитических методах интерпретации [448, 340].

Весь опыт как U—Th—Pb, так и Rb—Sr и K—Ar геохронологии показывает, что процессы нарушения «возрастных» соотношений материнского и дочернего изотопов в геологических условиях проявлены весьма широко, и в общем случае к минералам-геохронометрам нужно подходить как к изотопным системам, которые в течение жизни минералов не были замкнутыми. В решении этой сложной задачи U—Pb метод играет главную роль. Хотя датирование наложенных процессов сопряжено с некоторыми допущениями о характере самих процессов и осуществимо не во всех случаях, практическая возможность решения этой задачи имеет большое значение. Она, в частности, показывает, что измененность минералов-геохронометров, нарушенность в них изотопных отношений, которые в определенном смысле являются недостатками, могут быть в ходе всестороннего развития метода превращены в основу познания хронологии геохимических событий.

Говоря об эндогенных месторождениях урана как об объектах исследования U—Pb методом, надо отметить, что они являются практически единственным типом месторождений, на которых возможно прямое изотопное датирование основных рудных минералов и измерение интервалов времени, разделяющих процессы формирования руд. Поэтому результаты геохронологического

изучения урановых месторождений, имея большое самостоятельное значение, способствуют решению и некоторых общих проблем рудообразования.

Историко-генетический подход в применении U—Pb метода к урановым месторождениям начал складываться в конце 50-х годов. Важную роль сыграли работы А. И. Тугаринова и некоторых американских исследователей — Дж. Калпа, У. Эккелмана, Л. Стиффа и др. Это направление сейчас развивается в связи с совершенствованием техники и методик масс-спектрометрического и химического эксперимента, накоплением данных о поведении U—Pb геохронометров в различных природных ситуациях, а также в связи с дальнейшей детализацией знаний о составе и условиях образования минеральных агрегатов урановых руд.

ЭНДОГЕННЫЕ ОКИСЛЫ УРАНА КАК ГЕОХРОНОМЕТРЫ

Геохронологическое изучение урановых месторождений основывается на определениях, проводимых по окислам урана — настурану и уранониту. Кроме того, важную роль играют измерения изотопного состава свинца галенита или других свинцовых минеральных фаз, встречающихся в эндогенных урановых рудах. Изложение общих принципов и методик этих определений можно найти в обзорных работах и специальных статьях. Здесь мы рассмотрим только геохимическую сторону вопроса и обратим особое внимание на информативность получаемых по настурану и уранониту изотопных данных.

Агрегаты и отдельные зерна настурана, по данным детальных исследований [53, 316, 79], представляют собой совокупность фаз с различающимся составом и свойствами, а пространственные соотношения и парагенетические ассоциации указывают на существование внутри месторождений возрастных генераций настурана. При этом в отдельных случаях имеются минералого-геологические признаки того, что генерации настурана принадлежат различным (обычно не более, чем двум) этапам минералообразования, разорванным значительным отрезком геологического времени. Эта минералогическая гетерогенность настурана взаимосвязана с его изотопной гетерогенностью. Наиболее очевидным признаком последней является широкий, на десятки — сотни миллионов лет разброс значений изотопных возрастов, который по сериям проб настурана неизменно фиксируется на урановых месторождениях самого различного возраста и геологического положения [167, 188, 194, 249, 305, 329, 360, 378, 383, 397, 405, 407]. Есть все основания утверждать, что разброс значений возраста, как и гетерогенность минералогических свойств настурана, отражает сложность и длительность истории формирования современного вещественного состава урановых месторождений.

В окислах урана, как и в других U—Pb геохронометрах, в большинстве случаев обнаруживаются незамкнутые U—Pb изотопные системы. Основной тенденцией в поведении этих систем в окислах урана является потеря радиогенного свинца, которая подготавливается и в какой-то мере обусловливается физическими, «спонтанными», процессами. К таким процессам относятся: фазовые превращения (перестройки) кристаллической решетки под действием автоокисления [365, 172, 78], радиационное разрушение решетки под действием α-частиц, осколков деления урана и атомов отдачи, диффузия радиогенных атомов по дефектам решетки и переход их в более крупные нарушения или межзерновое пространство. Несмотря на постоянное действие этих процессов, сохранность — нарушенность геохронометрических U—Pb систем в окислах урана в конечном счете определяется и контролируется взаимодей-

ствием минерала с внешней средой: протекающими с участием растворов процессами химического растворения, выщелачивания и перекристаллизации. На это указывает наблюдаемая в пределах конкретных месторождений корреляция между получаемыми значениями изотопного возраста, с одной стороны, и некоторыми минералогическими признаками анализируемых проб урановых минералов — с другой, — характером вторичных изменений, составом ассоциирующих минералов, возрастными соотношениями.

Таким образом, важная особенность U—Pb изотопных систем окислов урана состоит в том, что они несут следы *вспышек активности растворов*. Употребляя этот общий термин, мы хотим подчеркнуть, что показания U—Pb геохронометров представительной серии проб на каком-либо месторождении в конечном счете могут определяться процессами, разными по масштабу и геологическому значению. Ими могут, например, являться гидротермальное рудоотложение с образованием настурана, поступление новой порции гидротермальных растворов, приведшее к новообразованию или переотложению настурана и других парагенных минералов, локальное растворение или изменение настурана на сформированном месторождении при воздействии подземных вод или развитии зоны окисления. В процессах новообразования настурана или полной его перекристаллизации возникают новые U—Pb изотопные системы, начинающие отсчет времени с момента окончания данного процесса.

При изменении настурана или при частичной перекристаллизации происходит нарушение ранее существовавших в нем систем, а их показания, фиксируемые экспериментаторами сейчас в виде значений t (206/238), t (207/235) и t (207/206), являются функцией возраста минерала, возраста процесса изменения и величины произошедшего сдвига свинцово-урановых изотопных отношений.

Образец, U—Pb изотопная система которого в течение жизни минерала оставалась замкнутой или в какой-то момент претерпела полное «омоложение», например при перекристаллизации минерала, должен показывать сходящиеся между собой или конкордантные значения t (206/238), t (207/235) и t (207/206). Большинство же известных анализов настурана и уранинита дают соотношение

$$t(206/238) < t(207/235) < t(207/206). \qquad (1)$$

Если, используя необходимые математические приемы [327], рассчитать реальные измерительные погрешности значений t, то для большей части таких проб (от 50 до 90% на разных месторождениях) разность указанных трех значений t оказывается выше уровня погрешности, а неравенство возрастов (1) может считаться геохимически значимым или *дискордантным*. Теоретические расчеты и моделирующие эксперименты [462, 289, 290] показывают, что характерное соотношение возрастов (1), так же как и встречаемое значительно реже в окислах урана обратное соотношение

$$t(206/238) > t(207/235) > t(207/206), \qquad (2)$$

обусловлены действием различных механизмов потери (привноса) радиогенного свинца и урана. Имеется определенная связь между степенью дискордантности возрастных значений, с одной стороны, и возрастом минерала (или группы образцов), возрастом процесса нарушения U—Pb систем, количеством потерянного (привнесенного) свинца или урана, — с другой.

Замечательной чертой окислов как геохронометров является присутствие в пределах зерен минералов или в тесной ассоциации с ними включений

галенита, свинец которых обогащен радиогенными изотопами ^{206}Pb и ^{207}Pb. Включения галенита в эндогенных урановых минералах — факт хорошо известный из многочисленных микроскопических исследований и подтверждаемый данными анализов, выполненных с помощью электронного микрозонда [292]. Однако далеко не всегда такие включения содержат радиогенный свинец. Доказательство его радиогенной природы требует специальных приемов.

Первые указания на присутствие во вкрапленном галените свинца, резко аномального по изотопному составу, были получены А. И. Тугариновым с соавторами [306] путем селективного извлечения свинца из настурана при растирании с кристаллическим иодом.

Благодаря осуществленному автором настоящей работы с сотрудниками [328] сочетанию масс-спектрометрического анализа локальной пробы настурана (уранинита), микроскопического ее изучения и микрозондового анализа сейчас удается более детально изучить рассматриваемое явление и, как будет показано далее, использовать его для геохронологических целей. Присутствие галенитовых обособлений радиогенного свинца в настуране или уранините является достаточным признаком нарушенности их U—Pb изотопных систем. Способность к такому обособлению хорошо увязывается с представлениями о существовании подвижной формы радиогенного свинца в структуре окислов урана [122] и с присутствием в эндогенных урановых рудах значительных количеств сульфидной серы. При посредстве водной фазы сера может легко связываться со свинцом вследствие высокой степени сродства этих элементов. Изотопный состав свинца, зафиксированного в галените, несет метку времени экстракции свинца из уранового минерала. Поэтому такие включения галенита, если технически удается их проанализировать, представляют собой своеобразный «вторичный» изотопный геохронометр.

Установлены также случаи, когда радиогенный свинец, не образуя самостоятельных выделений, поглощается молибденитом и другими сульфидами, образующими с настураном тесные срастания [237, 328].

Потенциально возможной причиной дискордантности возрастов, получаемых по настурану, является сдвиг величины изотопного отношения $^{238}U/^{235}U$. При датировании минералов U—Pb методом изотопный состав урана для каждого конкретного образца, как известно, не анализируется, а принимается постоянным. На протяжении 15 лет использовалось значение 137,7 [447], а в последние три года 137,88. Представление о постоянстве отношения $^{238}U/^{235}U$ в природе базируется на полученных в 50—60-х годах результатах масс-спектрометрических определений этого отношения в минералах, породах и лунных образцах. Хотя потенциальная возможность природного сдвига этого отношения безусловно существует и никем не отрицалась, экспериментально этот сдвиг не был обнаружен вплоть до 1972 г., когда в урановых рудах месторождения Окло (Габон, Западная Африка) был установлен значительный дефицит изотопа ^{235}U [367]. В валовых пробах урановой руды этот дефицит составлял первые проценты, а в мономинеральных фракциях достигал 35%. В дальнейшем в многочисленных работах было убедительно доказано, что причиной этого явления была протекавшая в естественных условиях около 1,7 млрд. лет назад цепная реакция деления ^{235}U.

«Феномен Окло» привлек внимание специалистов многих направлений, однако пока в литературе не опубликовано данных об открытии как других аналогичных Окло случаев, так и вообще данных, достоверно фиксирующих в геологических образцах сдвиг величины $^{238}U/^{235}U$. Так, недавно [330] был измерен изотопный состав урана, выделенного из 20 образцов эндогенных

урановых минералов (настуран, уранинит, коффинит) с месторождений, имеющих возраст в диапазоне от 150 до 1350 млн. лет. Все проанализированные минералы ранее изучались геохронологическим U—Pb методом, причем ряд образцов характеризовался резко дискордантным соотношением возрастов t (206/238) и t (207/235). Измерение в них отношения $^{238}U/^{235}U$ рассматривалось как проверка одной из возможных причин дискордантности. Для серии изученных образцов измеренные значения отношения $^{238}U/^{235}U$ лежат в пределах 137,3—138,2. На уровне точности ±0,4% отн. не было обнаружено зависимости величины этого отношения от возраста минералов, размеров их агрегатов и состава вмещающих пород, т. е. от факторов, которые, судя по результатам изучения «феномена Окло», определяют вероятность изменения отношения $^{238}U/^{235}U$ в результате ядерных реакций. Полученные данные в пределах указанной погрешности согласуются с обычным значением отношения $^{238}U/^{235}U$ для природного урана.

Из рассмотренного материала следует, что природные сдвиги отношения $^{238}U/^{235}U$ в урановых минералах пока не могут быть отнесены к числу постоянно действующей причины искажения получаемых U—Pb возрастов.

ДАТИРОВАНИЕ РУДОГЕНЕЗА И ПРОЦЕССОВ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ УРАНОВЫХ РУД (МЕТОДЫ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ)

Подытоживая все сказанное, можно наметить несколько путей, на которых при исследовании урановых месторождений можно получить необходимую геохронологическую информацию. К ним относятся: 1) увязка отбора проб с результатами изучения вещественного состава руд и минералогических типов настурана (уранинита); 2) использование явления дискордантности возрастов; 3) изучение характера распределения радиогенного свинца и форм его фиксации; 4) использование переотложенного галенита как геохронометра.

Реализация таких подходов будет показана на ряде примеров. Следует отметить, что случаи комплексного подхода при изучении конкретных месторождений пока крайне редки. Это связано с естественными ограничениями геологического материала и техническими трудностями его изучения. Геохронологические исследования требуют дорогостоящей аппаратуры и являются трудоемкими. При оценке методов, которые излагаются далее параллельно с геологическими результатами, автор исходил как из опыта собственных исследований, так и из общих тенденций развития изотопной геохронологии.

Минералогическая гетерогенность настурана и уранинита предопределяет большое значение способа отбора геохронологических проб и знания их минералогических характеристик. Привязка изотопных дат к определенному минеральному типу невозможна или крайне затруднена при обычно практикуемом отборе и анализе валовых проб минералов (дробление пробы и отборка фракции иглой под бинокулярной лупой) вследствие неоднородности урановых минералов, малого размера выделений. Эффективным средством решения этой задачи, как показал многолетний опыт, является методика датирования локальных проб, разработанная автором при участии А. А. Агаповой и В. Н. Голубева [329, 167].

Эта методика позволяет исследовать отдельные сферокристаллы настурана, зоны и участки прожилков, отдельные зерна уранинита. Локальность методики, определяемая необходимым для анализа объемом (массой) пробы

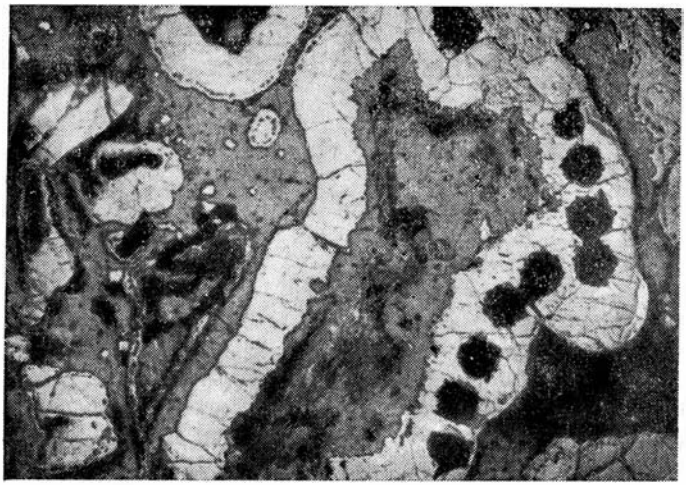


Рис. 119. Микрофото аншлифа, показывающее расположение участков отборки локальной пробы (черные пятна) в корочке настурана (белое) в кальцитовом прожилке. Ув. 6

и техникой выделения микропробы, в случае мезозойских минералов составляет около 1 мм³, а для докембрийских 0,1—0,3 мм³. Определения выполняются из навесок 0,2—15 мг. Выделение локальных проб настурана проводится путем оптически контролируемого высверливания вещества из аншлифов (рис. 119), для чего используется специальная установка. При геохронологическом исследовании на указанном уровне локальности удается увидеть изотопную зональность минералов и обнаружить связь изотопных дат с минералогическими особенностями проб.

Другое важное достоинство локальной методики состоит в том, что можно вполне однозначно сопоставлять изотопные данные, полученные по локальной пробе, с данными других методов, способных дать информацию о составе и свойствах тех же локальных объемов минерала. Имеются в виду оптические и структурные характеристики, а также данные распределения общих содержаний свинца, урана и других элементов, получаемые методом электронного микрозонда.

Опыт работы показал, что благодаря применению методики отбора локальных проб настурана и уранинита можно получить важные критерии для интерпретации изотопных данных*.

Другой независимый путь решения этих вопросов заключается в анализе соотношения значений t (206/238) и t (207/235), получаемых для данной пробы. Нами была проанализирована достоверность этого критерия применительно к случаям эпизодического процесса потери общего свинца или привноса урана минералами фанерозойского возраста (табл. 18). Из данных расчетов можно видеть, что лишь в случаях современной потери 50 и 90% свинца возникающая дискордантность достаточно велика для того, чтобы быть установленной экспериментально. В остальных случаях, которые охватывают большой диапазон возраста процесса и доли потерянного радиогенного свинца, дискордантность мала настолько, что, как правило, перекрывается уже только погрешностями констант. В этих случаях мы не можем при современных экспериментальных

* Надо отметить, что локальный подход к датированию (анализ малых проб и отдельных зерен) в последнее время благодаря работам Т. Кроу в Институте Карнеги в Вашингтоне начинает развиваться применительно к другому объекту U—Pb метода — к циркону.

Таблица 18

Кажущийся возраст уранового минерала, претерпевшего однократную эпизодическую потерю общего свинца. Истинный возраст минерала 300 млн. лет

Возраст процесса потери свинца, млн. лет	Процент потери свинца	Кажущийся возраст, млн. лет		
		t (206/238)	t (207/235)	t (207/206)
0	10	270,7	273,5	298
	50	151,7	160,8	298
	90	30,6	34,3	298
100	10	280,4	281,5	291
	50	200,9	204,3	250
	90	120,4	121,8	150
200	10	290,2	290,2	291
	50	250,2	251,2	260
	90	210,1	210,4	214

возможностях достоверно отличать серию согласующихся истинных возрастов от серии дискордантных кажущихся возрастов.

Следовательно, согласие трех изотопных возрастов t (206/238), t (207/235) и t (207/206), устанавливаемое для фанерозойского уранового минерала, не является достаточным признаком замкнутости его изотопной геохронометрической системы в течение жизни минерала, т. е. не является достаточным признаком истинности полученных данных как цифр возраста. Отсюда, например, факт различия изотопных возрастов таких минералов (несмотря на внутреннюю согласованность значений t (206/238), t (207/235) и t (207/206) для каждого минерала!) геологически неоднозначен и его интерпретация требует привлечения дополнительных сведений. В то же время дискордантность этих трех изотопных возрастов — достаточный признак измененности минерала.

В качестве меры дискордантности, которая, как мы видели, является критерием при интерпретации данных, можно принимать нормированную разность (в процентах)

$$\delta t = \frac{t\,(207/235) - t\,(206/238)}{t_{ср}}\,100. \qquad (3)$$

С применением описанных методов и критериев интерпретации изотопных данных были изучены уран-молибденовые месторождения, залегающие в областях континентального вулканизма [167]. Здесь мы рассмотрим результаты, полученные по одному из них. Месторождение приурочено к депрессии, выполненной позднепалеозойскими вулканогенными породами. Основание депрессии сложено древними метаморфическими сланцами и гранитоидами. Оруденение локализовано в горизонтах эруптивных брекчий, туфов и лав кварцевых порфиров.

Хорошая геологическая и минералогическая изученность этого месторождения [316] позволяла нам рассматривать его в качестве модельного для решения одного из кардинальных вопросов — вопроса о временной связи уранового оруденения и вулканических процессов.

Анализировавшиеся пробы настурана были представлены двумя характерными для данного месторождения генерациями. Настуран 1 образует корки

на стенках трещин и в обломках породы, а также прожилки. Для него характерна сферолитовая концентрически-зональная структура. Размер сферолитов колеблется от сотых долей миллиметра до 1—2 мм. По границам зон сферолитов настурана 1 развиты другие минералы, в первую очередь коффинит и кальцит, образовавшиеся близко одновременно с настураном 1. Эти три минерала являются главными для первой рудной ассоциации, в которой участвуют также хлорит и гидроокислы железа, флюорит, пирит и некоторые другие сульфиды.

Настуран 2, который вместе с молибденитом и галенитом преобладает во второй рудной ассоциации, обычно замещает минералы первой ассоциации, образуя выделения неправильной формы. Он отличается от настурана 1 по физическим свойствам. Так, его отражательная способность равна 7—8% против 15—17% у настурана 1. Характерной особенностью настурана 2 является также наличие в нем тонкой вкрапленности галенита.

Целый ряд установленных фактов [316], таких, как тесная пространственная связь двух отмеченных ассоциаций, близкие температуры их образования, преемственность минерального состава, — свидетельствуют о том, что обе парагенетические ассоциации (и, следовательно, обе генерации настурана) образовались в одну стадию и являются продуктами изменения условий минералоотложения в едином гидротермальном процессе. Это заключение, очевидно, равносильно выводу о геологической одновозрастности настурана 1 и настурана 2. Образцы, из которых выделялись пробы настурана, были отобраны с глубины 250—400 м и не имели никаких признаков гипергенных изменений.

Полученные U—Pb даты (табл. 19) довольно четко разделяются на две группы. К первой группе относятся даты, которые являются относительно более древними и характеризуются разницей значений t (206/238) и t (207/335) до 4,5%. Учитывая возможные погрешности измерений и неопределенность знания изотопного состава обыкновенного (поправочного) свинца, которая также сказывается на вычисляемых значениях t, указанные древние даты можно считать конкордантными. Для U—Pb дат второй группы, являющихся по абсолютной величине более молодыми, характерна значительно большая, чем 4,5%, разница значений t (206/238) и t (207/335), что дает основание считать их дискордантными.

Древние даты составляют 270—275 млн. лет (пробы 1, 2, 4); хорошо совпадают с возрастом рудовмещающих кислых экструзивов, который, по данным И. Б. Иванова и Н. П. Лаверова, на основании 30 калий-аргоновых определений принимается равным 270—280 млн. лет. Этими же авторами для околорудного серицита были получены также достаточно близкие значения K—Ar возраста — в пределах 270—280 млн. лет.

Такое соотношение U—Pb дат и многочисленных хорошо согласующихся друг с другом K—Ar дат, полученных по породам, контролирующим нижний возрастной предел оруденения, свидетельствует о том, что рассматриваемые настураны не являются «омоложенными». Что касается возможности их «удревнения», то наиболее реальной причиной его мог бы явиться захват нерадиогенного свинца, аномального по изотопному составу. Однако в результате изучения изотопного состава свинца в галенитах, относящихся к рудной стадии и занимающих на месторождении различное геологическое положение, не было обнаружено аномальных сдвигов.

Соответствие U—Pb дат нижней возрастной границе оруденения и одновременно наблюдаемое внутреннее согласие значений t (206/238) и t (207/235) для индивидуальных образцов позволяет принять эти древние даты в качестве

Результаты изотопного U—Pb датирования настурана с уран-молибденового месторождения

Номер пробы	Краткая характеристика пробы	Содержание, %		Изотопный состав свинца, %				Возраст, млн. лет			δt, %
		Pb	U	^{204}Pb	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb	t (206/238)	t (207/235)	t (207/206)	
1	Материал нескольких отдельных сферолитов настурана 2, выделенных целиком из настуран-кальцитовой жилы	3,032	75,01	0,0752	91,07	5,930	2,924	267	274	329	2,6
2	Настуран 2, выделенный из центральной зоны тонкого настуранового прожилка, содержащего примесь сульфидов и кальцита	2,951	72,97	0,113	88,90	6,470	4,520	259	271	378	4,5
3	Крупный сферолит настурана 2, выделенный целиком из зальбандовой части настуран-кальцитовой жилы	2,328	73,25	0,066	91,57	5,787	2,577	212	220	311	3,7
4	Материал, выделенный из внутренних зон нескольких соседних сферолитов настурана. Отобран из того же образца, что и проба 3	3,142	73,58	0,120	88,66	6,421	4,800	271	275	309	1,5
5	Настуран (70% настурана 1 и 30% настурана 2) из центральной зоны настуранового прожилка	2,992	68,01	0,291	79,47	8,655	11,58	240	259	430	7,7
6	Настуран (примерно 70% настурана 1 и 30% настурана 2) из центральной зоны настуранового прожилка.	2,994	70,69	0,335	77,78	8,988	12,78	224	231	295	3,1

Номер пробы	Краткая характеристика пробы	Содержание, %		Изотопный состав свинца, %				Возраст, млн. лет			δt, %
		Pb	U	^{204}Pb	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb	t (206/238)	t (207/235)	t (207/206)	
7	Образец отобран в 2,5 м по простиранию прожилка от пробы 5 Настуран (95% настурана 1 и 5% настурана 2), выделенный из того же образца, что и проба 6	2,709	73,38	0,197	84,50	7,518	7,789	220	237	407	7,5
	Средний изотопный состав обыкновенного свинца по данным анализа галенитов	—	—	1,376	24,807	21,442	52,375	—	—	—	—

возраста уранового оруденения. Аналогичные соотношения были выявлены для трех других месторождений того же типа, но отличающихся по возрасту [167]. Полученные данные позволяют сделать вывод о тесной временной связи наиболее поздних вулканических образований в депрессиях и гидротермального уранового оруденения.

Для понимания геологического смысла более молодых дат (см. табл. 19) важное значение имеют результаты изучения локальных проб.

Пробы 5 и 6 выделены из центральной зоны настуранового прожилка в 2,5 м друг от друга по простиранию прожилка. Различия величин изотопного возраста этих проб в 2—3 раза превышают экспериментальные ошибки, составляя 16 млн. лет для t (206/238) и 28 млн. лет для t (207/235). Более «древний» настуран пробы 5 обнаруживает сильно дискордантное соотношение возрастов ($\delta t = 7{,}7\%$).

Настуран проб 6 и 7 выделен из одного аншлифа. Хотя различие проб как по возрасту t (206/238), так и по t (207/235) не выходит за пределы погрешностей, проба 7 отличается явно дискордантным соотношением значений t (206/238) и t (207/235) и отсюда — резко повышенным значением t (207/206).

Проба 4 представляет собой материал, высверленный из центральных зон (ядер) нескольких аналогичных сферолитов настурана, расположенных рядом по зальбанду карбонат-настуранового прожилка. Проба 3 представлена единичным целым сферолитом, извлеченным из того же прожилка (рис. 120). Изотопный возраст этих двух проб (по обоим изотопным отношениям) различается примерно на 60 млн. лет и является соответственно самым высоким и самым низким из полученных для данного месторождения.

Все эти данные характеризуют различия изотопного возраста локальных участков прожилков минералогически однотипных и геологически одновозрастных выделений настурана. Следовательно, отмеченные различия изо-

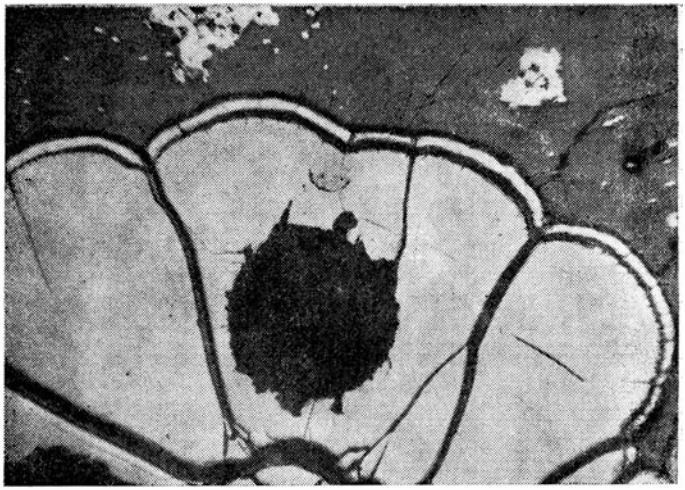


Рис. 120. Микрофото аншлифа, показывающее характер локального опробования (черное) центральной зоны единичного сферолита настурана (белое). Ув. 40

топного возраста нельзя объяснить проявлением различных этапов уранового минералообразования, разорванных большими отрезками геологического времени. Эти различия, учитывая уже отмеченную тенденцию поведения изотопных систем окислов урана, удовлетворительно объясняются потерей настураном радиогенного свинца, которая проявлялась локально и привела к частичному «омоложению» настурана.

К такому же выводу о причинах дискордантности U—Pb возрастов пришли Д. Миллер и Дж. Калп [194], изучавшие возраст урановых руд плато Колорадо. Возникает вопрос о том, какие геологические процессы отражает наблюдаемое «омоложение». Предположение о термическом событии (возобновление магматизма, общее погружение территории) в данном случае лишено всяких геологических оснований. Ведущая роль, по-видимому, принадлежит эпигенетическому преобразованию настурана вследствие взаимодействия с подземными водами, возможно, термальными. Рудные зоны служат зонами разгрузки вод, а фильтрация в рудовмещающих вулканических породах облегчается вследствие высокой пористости (5—20%) эффузивов. Датировка этого пострудного процесса на рассматриваемом месторождении оказывается весьма неопределенной. На двух других месторождениях того же типа изотопные данные [167] позволяют уверенно оценить возраст процесса преобразования руд в 20—30 млн. лет.

Явление дискордантности U—Pb возрастов в приведенном примере использовалось для качественной оценки степени замкнутости U—Pb изотопных систем минералов фанерозойского возраста. Остановимся теперь на количественных методах интерпретации дискордантных возрастных значений. Работами Дж. Везерилла, Л. Аренса, Дж. Тилтона, Л. Стиффа, Ю. А. Шуколюкова и некоторых других исследователей [475, 463, 448, 339, 340] наметились пути и приемы интерпретации дискордантных возрастов, которые, как уже отмечалось, отвечают минералам с незамкнутыми U—Pb изотопными системами.

Цель рассматриваемых методов, объединяемых под названием графических или графико-аналитических, заключается в том, чтобы исходя из совокупности дискордантных, искаженных, U—Pb дат реставрировать возраст основных

событий в истории геологических тел (интрузивов, рудных месторождений и т. п.) и в первую очередь определить время (возраст) их образования. Побочной задачей является датирование наложенных процессов — метаморфизма, прогрева, гидротермальной проработки.

Рассмотрим наиболее широко применяемый графико-аналитический метод интерпретации дискордантных U—Pb данных — метод Аренса — Везерилла [340]. Областью применения этого метода служат главным образом докембрийские минералы, преимущественно цирконы магматических и метаморфических пород, являющиеся по сравнению с урановыми рудными минералами более простыми в отношении генезиса и состава. Применение метода Аренса — Везерилла к минералам фанерозойского возраста требует особо точных анализов и одновременно предъявляет исключительно жесткие требования к выбору образцов. Хотя уже есть примеры решения такой задачи, во многом это является делом будущего.

Если минерал возраста t в момент времени $t_м$ потерял некоторую часть свинца, уран-свинцовые изотопные отношения равны

$$\left.\begin{aligned}\frac{{}^{R}N_{206}}{N_{238}} &= e^{\lambda_8 t} - 1 - n_{Pb}\left(e^{\lambda_8 t} - e^{\lambda_8 t_м}\right)\\ \frac{{}^{R}N_{207}}{N_{235}} &= e^{\lambda_5 t} - 1 - n_{Pb}\left(e^{\lambda_5 t} - e^{\lambda_5 t_м}\right)\end{aligned}\right\}, \qquad (4)$$

где ${}^{R}N_{206}$ и ${}^{R}N_{207}$ — количества радиогенных атомов соответственно изотопов ${}^{206}Pb$ и ${}^{207}Pb$;

N_{238} и N_{235} — количества атомов изотопов соответственно ${}^{238}U$ и ${}^{235}U$;

λ_8 и λ_5 — константы распада изотопов ${}^{238}U$ и ${}^{235}U$;

n_{Pb} — доля потерянных радиогенных атомов свинца.

После преобразований получим

$$\frac{{}^{R}N_{206}}{N_{238}} = \frac{e^{\lambda_8 t} - e^{\lambda_8 t_м}}{e^{\lambda_5 t} - e^{\lambda_5 t_м}} \cdot \frac{{}^{R}N_{207}}{N_{235}} + e^{\lambda_8 t} - 1 - \frac{e^{\lambda_8 t} - e^{\lambda_8 t_м}}{e^{\lambda_5 t} - e^{\lambda_5 t_м}}\left(e^{\lambda_5 t} - 1\right). \qquad (5)$$

Это выражение при фиксированных значениях t и $t_м$ является уравнением прямой линии в координатах ${}^{R}N_{207}/N_{235}$ — ${}^{R}N_{206}/N_{238}$. Если теперь имеется группа минералов, характеризующихся одинаковыми параметрами t и $t_м$, но разными значениями n_{Rb} (т. е. различной степенью метаморфизма), то фигуративные точки этой группы минералов лягут на прямую линию — изохрону. Эта линия пересекает кривую согласующихся значений в двух точках, одна из которых (верхняя) отвечает возрасту t, вторая (нижняя) возрасту метаморфизма $t_м$. Подобные зависимости будут иметь место в случае потери или привноса урана. Метод Аренса — Везерилла опробован на большом числе объектов. Он содержит элемент внутреннего контроля: соответствие экспериментальных точек изохроне говорит об адекватности принятой модели реальной истории минералов. Описанные построения демонстрируются на графике (рис. 121).

Достоверность таких построений сильно зависит от степени близости истории изучаемых образцов-геохронометров к условиям моделей, которые кладутся в основу расчетов. В связи с этим надо отметить, что рассмотренная методика датирования локальных проб позволяет при наличии представительного материала изучать отдельные генерации урановых, а также свинцовых минералов. Тем самым достаточно строго может быть обеспечено важнейшее

условие всех расчетных моделей — одновозрастность образцов. При локальном отборе проб, который, как отмечалось может корректироваться данными ряда методов, создаются предпосылки и для реализации двух других условий, обязательных при совместной обработке данных для групп минералов — общность характера наложенного процесса, нарушившего замкнутость U—Pb изотопных систем минералов, и идентичность изотопного состава обыкновенного (нерадиогенного) свинца в индивидуальных пробах.

С другой стороны, анализ проб, представляющих собой отдельные зерна, зоны минерала, является средством получения данных, отвечающих точкам с различной степенью нарушенности изотопной системы (например, потери свинца), с различной примесью обыкновенного свинца и т. п. Наличие такой «дисперсии» свойств точек также является условием для применения графико-аналитических методов интерпретации.

Иллюстрацией применения метода Аренса — Везерилла в сочетании с некоторыми приемами отбора и анализа локальных микропроб являются результаты изучения докембрийского уранового оруденения, приуроченного к метаморфической гнейсово-сланцевой толще. Работа выполнена автором совместно с В. Н. Голубевым, А. А. Агаповой, В. А. Боронихиным и В. А. Троицким.

Калий-аргоновый возраст слюд (мусковит, биотит), с которыми ассоциирует уранинит, дал разброс значений в широком диапазоне — от 500 млн. лет до 1,0 млрд. лет. Предварительные определения U—Pb методом по мономинеральной фракции уранинита, которая представляла собой валовую пробу, состоявшую из нескольких сотен зерен, дали сильно дискордантные U—Pb даты в том же диапазоне значений. Эти данные указывали на проявление пострудного процесса (метаморфизма), который сопровождался значительной миграцией радиогенных продуктов — свинца и аргона. Для определения возраста уранового оруденения и его метаморфизма необходимо было проанализировать серию проб уранинита с достаточно большой дисперсией отношения содержания радиогенного свинца к содержанию урана с тем, чтобы реализовать построение Аренса — Везерилла. Выбор такой серии проб крайне трудно осуществить «вслепую», поэтому нужно было найти минералогические признаки слабо и сильно измененных (метаморфизованных) кристаллов уранинита.

Располагая несколькими небольшими рудными образцами из кернового материала, авторы провели обследование индивидуальных зерен уранинита с помощью оптического метода (при увеличениях до 1500) и метода электронного микрозонда. Изучались наиболее крупные кристаллики, имевшие в сечении размер 0,1—0,25 мм, в редких случаях более 0,5 мм. Было установлено, что в общем случае кристаллики имеют двухфазное строение: I фаза — уранинит с равномерной эмульсионной вкрапленностью галенита, II фаза — чистый уранинит. Мозаичное строение кристалликов подтверждается ступенчатым изменением концентрации свинца при профилировании электронным микрозондом (рис. 122).

Поскольку изучаемый уранинит имеет низкое содержание обыкновенного свинца, общая концентрация свинца, измерявшаяся с помощью электронного микрозонда, могла служить ориентировочной оценкой содержания радиогенного свинца.

I фаза, характеризуемая отношением Pb/U порядка 0,18, может рассматриваться как частично перекристаллизованный уранинит, в котором часть вынесенного при метаморфизме радиогенного свинца зафиксировалась в виде эмульсии галенита. Для II фазы характерны более устойчивые значения отношения Pb/U, в среднем 0,07—0,08. Эта фаза, вероятно, представляет собой

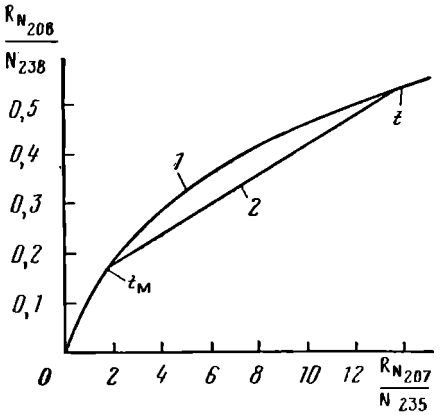


Рис. 121. Диаграмма Аренса — Везерилла

1 — конкордия — кривая согласующих значений возраста *t* (206/238) и *t* (207/235), *2* — прямая линия, являющаяся геометрическим местом точек образцов, претерпевших эпизодическую потерю свинца

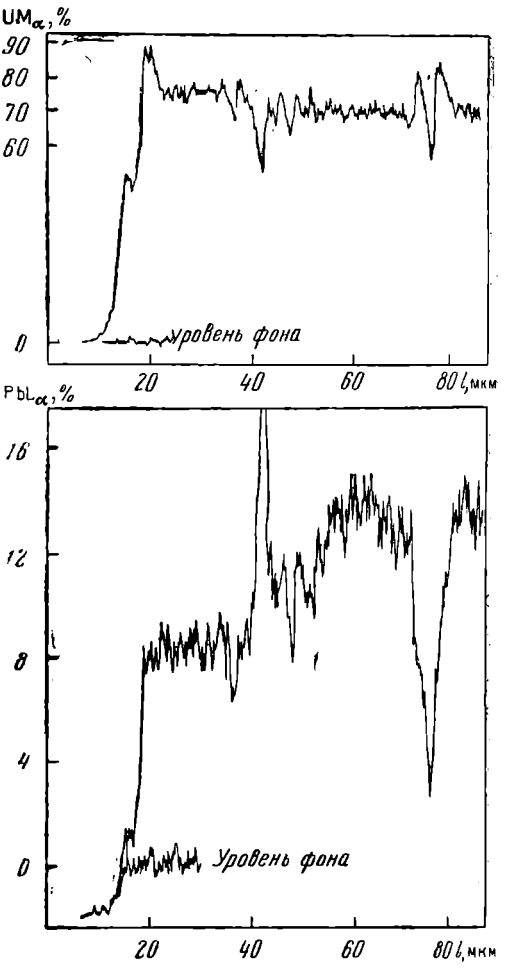


Рис. 122. Распределение свинца и урана в уранините по данным микрозондового анализа. Нижняя ступень на кривой свинца отвечает распределению в полностью перекристаллизованной фазе кристалла

участки полностью перекристаллизованного уранинита. Имеются и некоторые другие минералогические признаки, отличающие эти фазы.

Эти наблюдения послужили основанием для выбора серии проб: в пробы объединялись отдельные кристаллики уранинита, которые в пределах одного образца имели близкий фазовый состав и отношение Pb/U. После выполнения соответствующих изотопных измерений по девяти таким пробам был получен спектр дискордантных значений возраста от 550 до 1120 млн. лет, который имеет четкую интерпретацию на диаграмме Аренса — Везерилла (рис. 123). Возраст урановой минерализации (верхнее пересечение изохроны с конкордией) составляет 1350 млн. лет, а возраст процесса изменения уранинитов (нижнее пересечение) 510 млн. лет. Нижняя часть изохроны подкреплена экспериментальными точками вплоть до места пересечения. Этот факт является веским доказательством кратковременного, эпизодического характера процесса изменения руд. Минералогические наблюдения, а также характер поведения K—Ar возрастов слюд указывают на то, что данный метаморфический эпизод

в истории месторождения не сопровождался заметной перегруппировкой вещества; он является результатом деформации и преимущественно «сухого» прогрева рудовмещающей гнейсово-сланцевой толщи.

Мы уже упоминали о возможностях доказательства радиогенной природы свинца, содержащегося во включениях галенита в настуране (уранините), которые открываются благодаря использованию методов локального анализа. Остановимся на этом вопросе подробнее.

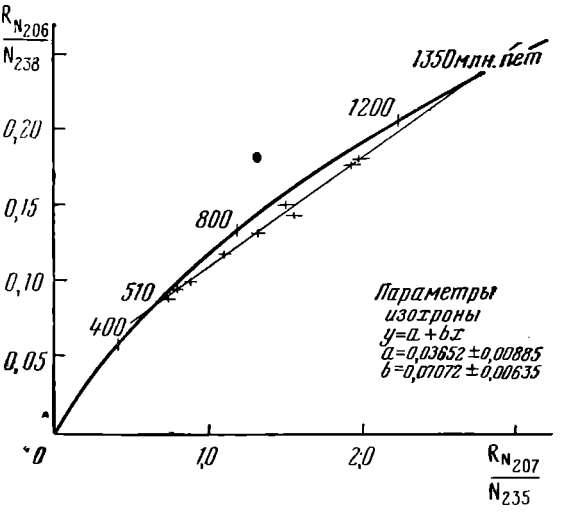


Рис. 123. Диаграмма Аренса — Везерилла для проб рассеянного уранинита из гнейсово-сланцевой толщи одного из докембрийских массивов

Если галенит или другая фаза, содержащая свинец (и не содержащая уран!), точно диагностирована, оценено ее содержание в данном локальном объеме уранового минерала, измерен изотопный состав свинца и содержание свинца в том же объеме, то можно сделать заключение об изотопном составе самостоятельной фазы свинца.

Обозначим: A_{Pb} — общее содержание свинца в локальной пробе, $\alpha_м^{204}$ — содержание (распространенность) изотопа ^{204}Pb в общем или валовом свинце локальной пробы, α_0^{204} — содержание (распространенность) изотопа ^{204}Pb в предполагаемом нерадиогенном свинце минерала. Содержание (A) самостоятельной фазы свинцового минерала, отвечающее соотношению $\alpha_м^{204}$ и α_0^{204}, должно при этом быть равно

$$A = kA_{Pb}\frac{\alpha_м^{204}}{\alpha_0^{204}}, \qquad (6)$$

где k — коэффициент, зависящий от содержания свинца в свинцовом минерале и соотношения плотности свинцового и уранового минералов.

Если величина A оказывается меньше фактического, подсчитанного в аншлифе содержания свинцового минерала, то это однозначно говорит о том, что свинец этого минерала по крайней мере частично состоит из радиогенного свинца.

Таблица 20

Рассчитанное (эквивалентное примеси обыкновенного свинца) и фактическое содержание галенита в пробах

Минерал	Содержание галенита, %		Минерал	Содержание галенита, %	
	рассчитанное	фактическое		рассчитанное	фактическое
Силикат урана	0,25	1,0	Силикат урана	0,1	1—1,5
» »	0,09	0,2—0,4	Коффинит с примесью настурана	0,1	0,05—0,1
» »	0,03	0,5			

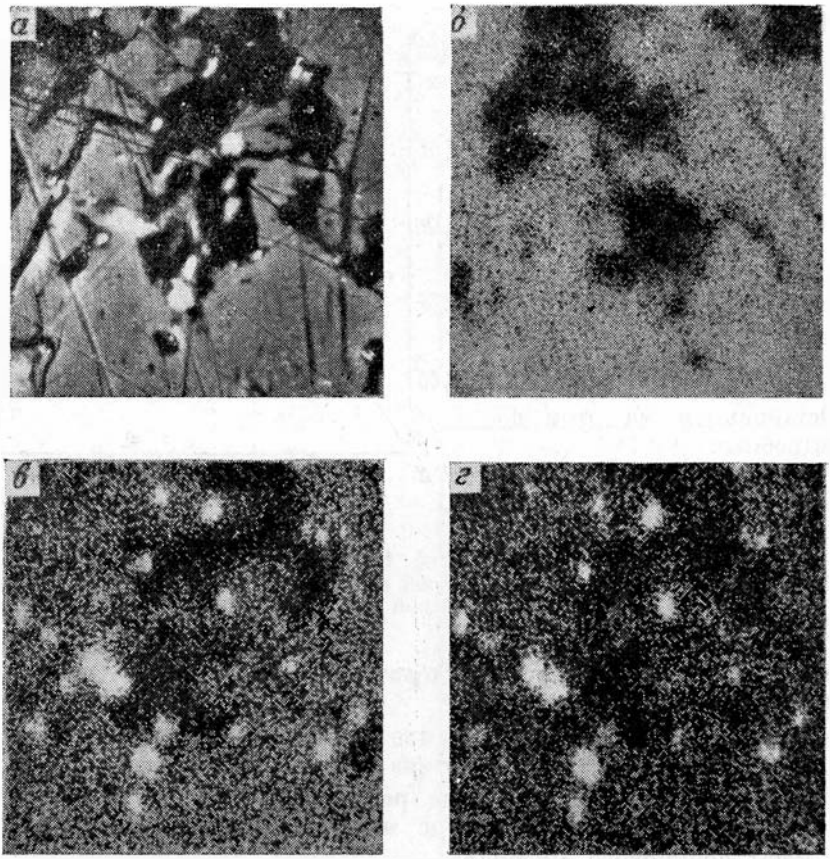


Рис. 124. Фотография участка сканирования электронного луча по площади уранового минерала 50 × 50 мкм.

а — оптическое изображение; *б*, *в*, *г* — распределение соответственно урана, свинца и серы

В табл. 20 приведены результаты изучения пяти образцов [328], для которых были выполнены все необходимые перечисленные выше измерения. Образцы отобраны на палеозойском урановом месторождении, связанном с альбититами. Характер распределения галенита в одном из образцов виден из фотографий участка сканирования электронного зонда по площади шлифа уранового минерала (рис. 124). Максимумы высвечивания рентгеновских линий свинца и серы совпадают. Выделения галенита размером 1—3 мкм в основном приурочены к периферии зерна уранового минерала и к рассекающим его трещинкам, что говорит о вторичном наложенном характере галенита. Как видно из табл. 20, фактическое содержание этого галенита оказывается в 5—15 раз выше того, которое можно было ожидать, если предположить, что весь содержащийся в пробе обыкновенный свинец присутствует в форме галенита. Это говорит о том, что подавляющая часть вкрапленности галенита состоит из радиогенного свинца.

Отмеченные факты в совокупности позволяют заключить, что источником свинца галенита являлись зерна уранового минерала, в которых галенит

непосредственно заключен, либо близлежащие зерна. Количество обособленного радиогенного свинца соизмеримо с его содержанием в локальной пробе в целом. Следовательно, между образованием урановых минералов и моментом экстракции из них свинца прошел большой (многие десятки миллионов лет) отрезок геологического времени, в течение которого в минералах накопились значительные количества радиогенных изотопов ^{206}Pb и ^{207}Pb.

Для тех же пяти проб было проведено U—Pb геохронологическое изучение. Получены сильно «омоложенные» дискордантные значения t (206/238) и t (207/235). Степень «омоложения» минерала оказалась примерно пропорциональной количеству наблюдаемого в пробе галенита.

Таким образом, нахождение в ассоциации с урановыми минералами самостоятельных выделений радиогенного свинца может служить критерием незамкнутости их изотопных U—Pb систем и признаком того, что в истории изучаемого уранового месторождения имело место метаморфическое преобразование, вызвавшее мобилизацию радиогенного свинца и последующую его фиксацию в виде галенита. Этот последний процесс, четко устанавливаемый изотопными методами, естественно, может быть сопряжен с такими последствиями метаморфизма, как частичное растворение урановых минералов, переотложение урана.

Особый интерес представляют случаи полной изоляции радиогенного свинца от уранового минерала, когда переотложенный галенит можно выделить и проанализировать его изотопный состав. При этом, как уже отмечалось, процесс выноса радиогенного свинца, т. е. метаморфизм месторождения, в принципе может быть датирован. Такие датировки впервые были осуществлены для докембрийских месторождений оз. Атабаска и Витватерсранд [383, 303]. Здесь мы рассмотрим более сложный в методическом отношении случай датирования процесса метаморфизма урановых руд палеозойского возраста. Он требует, во-первых, изохронного варианта решения, а, во-вторых, очень высокой точности изотопного анализа свинца.

В основе определения возраста процесса переотложения лежит следующая природная модель: 1) источником радиогенного свинца, входящего в состав переотложенных галенитов, были одновозрастные урановые минералы; 2) исследуемые галениты одновозрастны, а процесс «экстракции» и переотложения радиогенного свинца представлял собой событие кратковременное в масштабе длительности геологической жизни данного месторождения; 3) присутствующий в галенитах нерадиогенный (обыкновенный) свинец имеет одинаковый во всех пробах изотопный состав. Обозначим: t — возраст урановой минерализации на месторождении, $t_м$ — возраст процесса переотложения, $^{i}Pb/^{204}Pb$ и $(^{i}Pb/^{204}Pb)_0$ — изотопные отношения соответственно в общем свинце галенита и в нерадиогенной компоненте, (i = 206, 207), λ_8 и λ_5 — константы распада соответственно изотопов ^{238}U и ^{235}U. Эти величины для отдельного образца связаны уравнением

$$\frac{^{207}Pb/^{204}Pb-(^{207}Pb/^{204}Pb)_0}{^{206}Pb/^{204}Pb-(^{206}Pb/^{204}Pb)_0}=\frac{1}{137{,}88}\cdot\frac{e^{\lambda_5 t}-e^{\lambda_5 t_м}}{e^{\lambda_8 t}-e^{\lambda_8 t_м}}. \qquad (7)$$

Можно далее показать, что на графике в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$ — $^{207}Pb/^{204}Pb$ положение точек для всех образцов, отвечающих указанной природной модели, описывается уравнением прямой линии — изохроны

$$y=a+bx.$$

Таблица 21

Результаты определения изотопного состава свинца галенитов с палеозойского уранового месторождения, связанного с альбититами

Номер пробы	Краткая характеристика образца	Изотопный состав свинца, %				Изотопные отношения		
		^{204}Pb	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
1	Кварц-карбонатный прожилок с галенитом в альбитизированных гранитах	0,470	69,83	10,96	18,75	148,6	23,32	39,91
2	То же, в альбитизированных алевролитах	0,595	57,76	12,10	29,54	97,03	20,33	49,63
3	То же	0,720	55,00	13,79	30,49	76,39	19,15	42,35
4	Кварц-карбонатный прожилок с галенитом в дайке аплитов	0,726	54,73	13,84	30,71	75,37	19,05	42,28
5	Карбонат-галенитовый прожилок в альбитизированных гранитах	0,859	50,73	15,56	32,86	59,07	18,12	38,27
6	Кварц-сфалерит-пирит-галенитовая жила в альбитизированных песчаниках	1,342	25,58	21,16	51,92	19,06	15,77	38,71

Параметр изохроны b представляет собой отношение $^{207}Pb/^{206}Pb$ в радиогенном свинце, захваченном галенитами. Таким образом,

$$b = \frac{1}{137{,}88} \cdot \frac{e^{\lambda_5 t} - e^{\lambda_5 t_м}}{e^{\lambda_8 t} - e^{\lambda_8 t_м}}. \qquad (8)$$

Обработка данных по группе сингенетичных образцов с помощью изохроны исключает необходимость знания изотопного состава нерадиогенной компоненты свинца в галенитах. Требуется только, чтобы он был одинаков во всех образцах, как это в частности, и предполагается принятой нами моделью. Уравнение (8), строго говоря, позволяет определить не возраст $t_м$ процесса переотложения, а интервал $t - t_м$, т. е. установление возраста $t_м$ сопряжено с необходимостью принятия возраста t уранового оруденения.

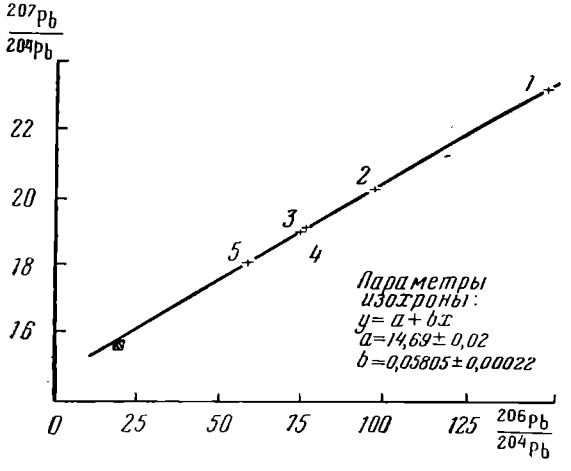


Рис. 125. Диаграмма изотопных отношений $^{206}Pb/^{204}Pb$—$^{207}Pb/^{204}Pb$ для свинца переотложенных галенитов с палеозойского уранового месторождения.

Заштрихованной областью показан изотопный состав галенитов доурановорудной стадии

Расчеты были выполнены на основе изохроны, построенной по данным для пяти галенитов, содержащих существенно радиогенный свинец (табл. 21). Эти галениты на одном из урановых месторождений палеозойского возраста встречаются в поздних кварц-карбонатных прожилках, секущих урановорудные зоны. Следова-

тельно, процесс выноса радиогенного свинца из урановых минералов был связан с возобновлением гидротермальной деятельности, сформировавшей новую ассоциацию минералов. В табл. 21 для сравнения приведены данные для одного из галенитов, относящихся к доурановорудной стадии (проба 6)*. Как видно, переотложенные галениты (пробы 1—5) содержат огромные добавки радиогенных изотопов. На графике (рис. 125) в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$ — $^{207}Pb/^{204}Pb$ точки этих пяти проб исключительно точно отвечают линейной изохроне, что говорит о соответствии условий расчетной модели реальной истории минералов. Одновременно такой характер связи точек указывает на отсутствие экспериментальных «помех»: изотопные отношения свинца измерялись с погрешностью не более ±0,3% отн. При бо́льших ошибках погрешность определения параметра b и, следовательно, нахождения возраста $t_м$ становится недопустимо большой. Окончательный результат определения $t_м$ следующий: при возрасте уранового оруденения 355 млн. лет, возраст процесса переотложения вещества на месторождении составляет 198 ± ± 14 млн. лет**.

Галенит как «вторичный» геохронометр при расшифровке истории формирования фанерозойских урановых месторождений только начинает применяться. И хотя он имеет здесь большие перспективы, основной сферой его применения остаются древние руды. Показательны результаты комплексного изотопного исследования урановых месторождений района Биверлодж в Канаде [405].

Последовательное применение метода Аренса — Везерилла позволяет интерпретировать сложную картину дискордантных возрастов, дающих широчайший спектр значений — от протерозойских до позднепалеозойских. Формирование сингенетичной, вкрапленной, минерализации, которая представлена в основном уранинитом и приурочена к породам кристаллического основания (группа Тазин), датируется примерно в 1900 млн. лет (рис. 126, *а*). Формирование более распространенного эпигенетического, жильного, настуранового оруденения относится ко времени 1100 ± 50 млн. лет (см. рис. 126, *б*). В районе устанавливается два метаморфических эпизода, сопровождавшихся разрушением урановых минералов и выносом радиогенного свинца — 1100 ± ± 50 и 270 ± 20 млн. лет назад. Первый из них датируется по галенитам (рис. 127), а второй — по нижним точкам пересечения конкордии на диаграммах Аренса — Везерилла (см. рис. 126, *б*).

Образование жильного оруденения хорошо совпадает по времени с метаморфизмом вкрапленных руд и, по-видимому, происходило за счет переотложения последних.

Имеются и другие примеры использования дискордантных U—Pb возрастов и данных изучения изотопного состава свинца переотложенных галенитов для датирования процессов метаморфизма урановых руд [371, 380, 379, 396, 397].

Большой интерес представляют данные по месторождениям района Аллигейтор Риверс (Австралия) — Набарлек, Ябилука, Рейнджер и Кунгара [397]. На всех четырех месторождениях, залегающих в нижнепротерозойских метаосадках комплекса Нимбувак, устанавливается событие с возрастом 800—900 млн. лет. На месторождениях Набарлек и Ябилука оно выразилось в фор-

---

* Данные для всех проанализированных галенитов этого этапа (8 образцов, включая и пробу 6) показаны на графике рис. 125 заштрихованной областью.

** В расчетах использованы новые значения констант распада изотопов ^{238}U и ^{235}U [401].

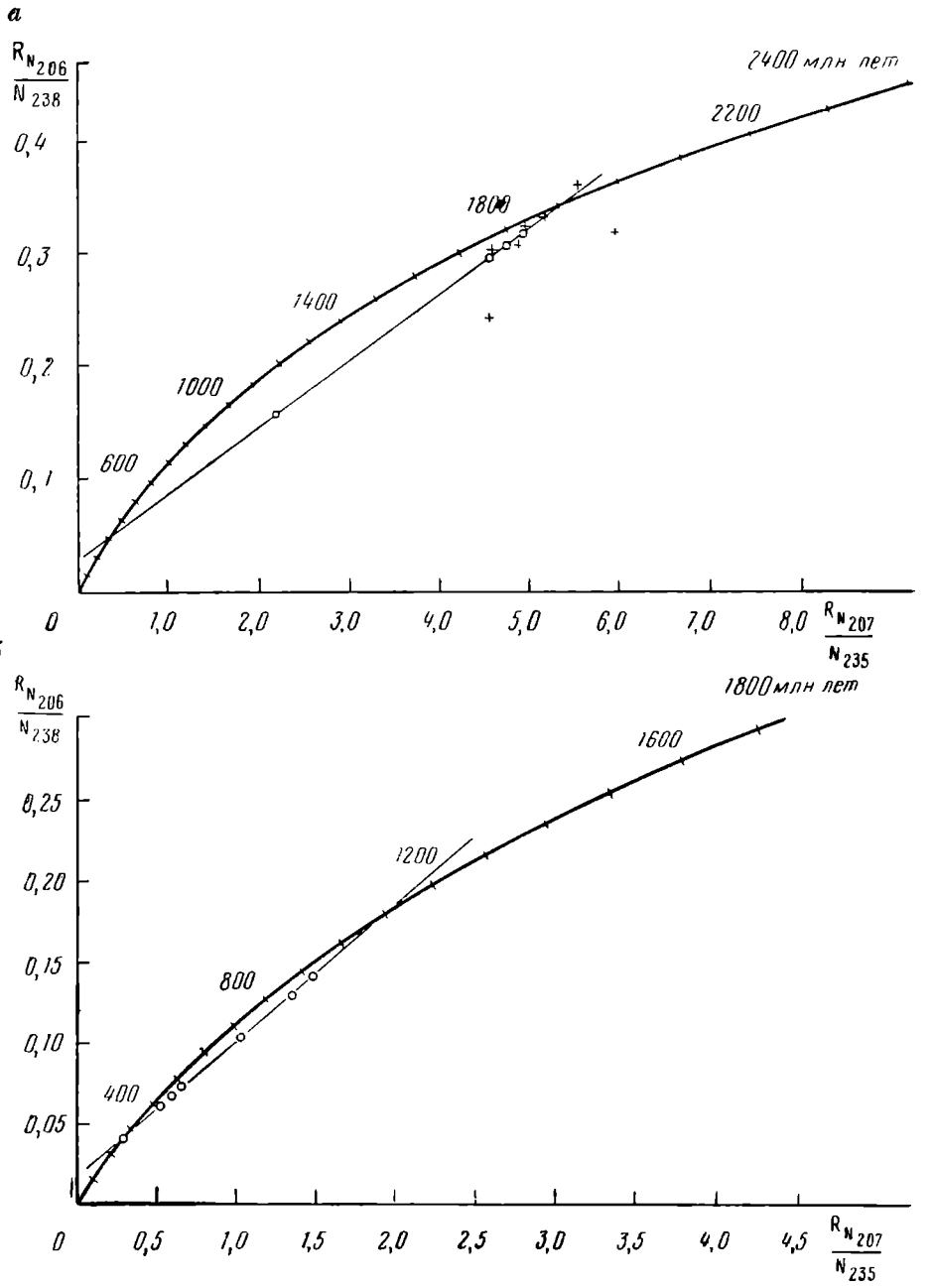


Рис. 126. Диаграмма Аренса — Везерилла для урановых минералов вкрапленных (сингенетичных) (*а*) и жильных (эпигенетических) (*б*) руд района Биверлодж в Канаде [405]

мировании массивных жильных настурановых руд, а на двух других месторождениях с этим периодом связан метаморфизм вкрапленных руд. Время образования этой вкрапленной минерализации с рассеянным настураном определяется в 1700 млн. лет. Изотопный состав галенитов месторождения Кунгара несет следы еще более древней (разрушенной 100 млн. лет спустя после их образования) концентрации урана, возраст которой отвечает возрасту процессов мигматизации и гранитообразования, проявленных в данном регионе в комплексе Нанамбу и зафиксированных Rb—Sr методом [380]. Интересно, что мощные процессы уранового минералообразования, имевшие место 800—900 млн. лет назад, совершенно не проявились в Rb—Sr и K—Ar возрастах.

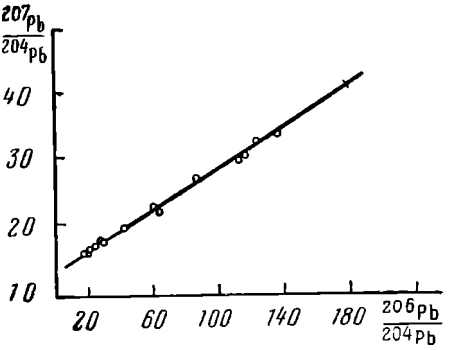


Рис. 127. Диаграмма изотопных отношений $^{206}Pb/^{204}Pb$ — $^{207}Pb/^{204}Pb$ для свинца переотложенных галенитов с урановых месторождений района Биверлодж в Канаде [405]

На всех четырех месторождениях района Аллигейтор Риверс фиксируется наложенный процесс потери настураном радиогенного свинца. Возраст этого процесса — в пределах от 200 млн. лет до современного. Исключительно высокая изотопная чистота радиогенного свинца, который в поздних галенитах наблюдается на месторождении Набарлек, свидетельствует об отсутствии его контаминации обыкновенным свинцом. Она указывает на незначительную длину (первые миллиметры) перемещения радиогенного свинца и, по мнению Дж. Хилса и Дж. Ричардса [397], говорит о возможности его миграции в твердом состоянии.

Рассмотренные результаты ясно показывают важность регионального подхода, при котором в геохронологическое исследование вовлекается целая группа месторождений: региональные рудогенерирующие и геохимические события, которые по тем или иным причинам не оставляют отпечаток на одних месторождениях, могут быть зафиксированы и изучены на других.

Подытоживая сказанное, следует отметить, что задача нахождения истинного возраста оруденения и возраста наложенных процессов на основании расходящихся и дискордантных U—Pb данных составляет основное содержание современных геохронологических исследований. Она связана с немалыми методическими трудностями, требует использования разнообразной геолого-геохимической информации (последовательность минералообразования, характер вторичных изменений минералов и др.), привлечения модельных представлений. Успех в решении этой задачи в большой мере зависит от точности применяемых методов анализа и, следовательно, перспектива геохронологического изучения урановых месторождений связана с разработкой прецезионных методов изотопного анализа и аппаратуры.

В условиях незамкнутости изотопных геохронометрических систем минералов, которые, как было показано, обычны для урановых месторождений, изотопные даты индивидуальных проб, группировки дат или усредненные значения нельзя рассматривать как возраст геологических событий (минералов) или этапов геохимической активности. Тем не менее некоторые исследователи, используя простое различие U—Pb дат, постоянно наблюдаемое в пределах отдельных жил и рудных тел, делают выводы о многоэтапности уранового

оруденения. На основании такого разброса и различия цифр были, например, сделаны заключения о том, что в пределах компактных жильных месторождений палеозойского возраста проявлено 4—5 этапов или фаз уранового оруденения, отделенных друг от друга интервалами времени 15—20 млн. лет. Подобный подход к интерпретации изотопных данных привлекателен простотой и наглядностью, однако безоснователен с позиций современной геохронометрии. Не удивительно, что упомянутые выводы не находят геологического подтверждения.

Корректная интерпретация изотопных данных, получаемых по урановым минералам и ассоциирующим с ними галенитам, приводит к выводу о том, что процесс уранового рудогенеза на отдельных месторождениях уникален, хотя в большом геологическом регионе иногда фиксируется две самостоятельных и разновозрастных эпохи рудообразования, которым отвечают различные рудные формации. На примере некоторых месторождений фанерозойского возраста удается показать, что длительность развития гидротермального процесса не превышала первые миллионы лет. Более поздние процессы, изменения или переотложения урановых минералов, фиксируемые на месторождениях изотопными данными, оторваны от времени рудогенеза на многие десятки миллионов лет в случае палеозойских месторождений и сотни миллионов лет на докембрийских месторождениях. Эти поздние процессы отражают не новые этапы рудогенеза, а являются процессами преобразования и разрушения месторождений.

ГЛАВА 8

О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОСНОВАХ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МАСШТАБОВ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА

Закономерности статистического распределения урановых месторождений по масштабам. Как показывают многочисленные статистические данные, распределение урановых месторождений по масштабам подчиняется закономерностям массовых явлений, для исследования которых могут быть применимы методы математической статистики. Эти закономерности выражаются в виде кривой непрерывной функции вероятности, характерной особенностью которой является вогнутая форма. В качестве примера приводится кривая распределения (рис. 128), построенная на основе статистических данных по урановым месторождениям США [428]. Сопоставляя имеющиеся материалы, можно сделать вывод, что при достаточно большом количестве статистических данных кривая распределения, сходная с упомянутой, может быть получена и по другим территориям, а также по отдельным группам месторождений, объединенным какими-либо общими признаками, например генетическим типом, единой металлогенической провинцией или эпохой, сходными геологическими условиями локализации оруденения.

Характер кривой распределения месторождений по масштабам (рис. 128) показывает, что частота встречаемости месторождений находится в обратном отношении с их масштабом. Такая закономерность статистического распределения урановых месторождений является отражением общей закономерности для рудных месторождений, отмеченной В. И. Красниковым, согласно которому вообще между количеством рудных месторождений различного масштаба

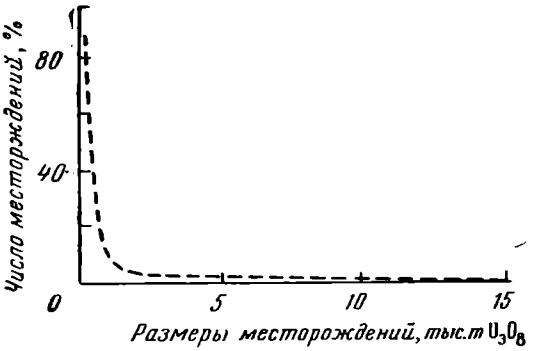


Рис. 128. Кривая распределения месторождений США по размерам запасов [428]

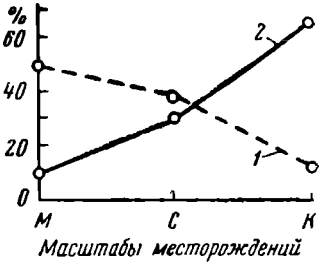


Рис. 129. Количественное соотношение крупных (*К*), средних (*С*) и мелких (*М*) месторождений урана (*1*) и их суммарных запасов (*2*)

и их ролью в суммарных запасах и добыче металлов существует обратная зависимость. Урановые месторождения не являются исключением из этого правила (рис. 129).

В. И. Красников [148] группирует урановые концентрации по масштабам в пять групп: рудопроявления — десятки тонн, месторождения мелкие — сотни тонн, средние — тысячи тонн, крупные — десятки тысяч тонн и уникальные — сотни тысяч тонн. Наиболее распространенными и часто встречающимися при поисках являются мелкие месторождения и рудопроявления, как правило, не имеющие промышленного значения; их роль в запасах и добыче урана ничтожна — первые проценты. Месторождения средних масштабов имеют второстепенное значение в сырьевых ресурсах урана — первые десятки процентов. Основой современной урановой промышленности и ее развития в ближайшем будущем являются крупномасштабные месторождения (крупные и уникальные), роль которых в запасах и добыче измеряется многими десятками процентов. В то же время такие месторождения редко встречаются в природе, причем чем крупнее месторождение, тем реже оно встречается и тем труднее его находить; уникальные месторождения — весьма редкое явление.

Статистические данные по США показывают, что на одно крупное месторождение приходится 7 средних, 36 мелких и около 400 рудопроявлений. В таких условиях, как справедливо отмечает Дж. Паттерсон [428], легко оказаться вовлеченным в изучение многих мелких месторождений, так как их легко обнаружить. Вместе с тем именно крупные месторождения, представляющие наибольший практический интерес, должны быть объектом поисков и разведки. В связи с этим возникает необходимость уже на ранних стадиях поисковых и разведочных работ по минимальному количеству данных произвести своевременную и надежную отбраковку многочисленных мелких месторождений и рудопроявлений, с тем чтобы сосредоточить внимание на изучении и разведке действительно промышленных крупных месторождений.

За последние годы многие геологи обращаются к вопросу оценки масштабов оруденения по косвенным геологическим факторам с применением математических методов и ЭВМ. Однако такие попытки имеют пока лишь экспериментальный характер, ограничены решением частных задач в масштабе рудных залежей и практического применения еще не нашли.

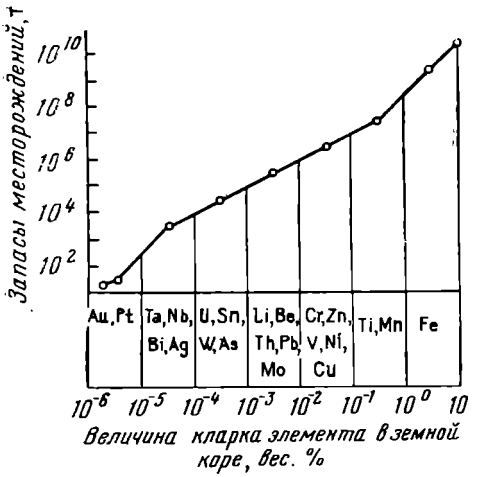


Рис. 130. Зависимость запасов крупных месторождений некоторых металлов от величины их кларков

В настоящей работе рассматриваются некоторые общие вопросы и задачи изучения факторов, оказывающих влияние на масштабы месторождений: геолого-геохимические факторы, определяющие суммарное количество урана в промышленных месторождениях и максимально возможные масштабы отдельных месторождений; связь масштабов оруденения с генетическими условиями формирования; геологические условия локализации месторождений различных масштабов; основные оценочные параметры месторождений (некоторые статистические закономерности распределения оруденения внутри месторождений).

Соотношение максимальных масштабов рудных месторождений и кларков некоторых металлов в земной коре. Как отмечают многие исследователи [418, 240, 222], глобальные запасы металлов в рудных месторождениях находятся в прямой зависимости от величины кларков соответствующих элементов в земной коре. Эта закономерность, как считает Л. Н. Овчинников [222], может быть использована для оценки потенциальных суммарных запасов металлов в месторождениях земной коры в целом, а также ее отдельных достаточно крупных и представительных районов.

Развивая эти представления, можно показать, что максимальные масштабы отдельных месторождений металлов также находятся в конечном счете в прямой зависимости от величины кларков элементов. В подтверждение этого вывода в табл. 22 и на рис. 130 приводятся данные о величинах кларков и размерах крупномасштабных месторождений некоторых металлов. Подекадная группировка элементов по величине кларков, предложенная В. И. Вернадским [267], состоит из 13 групп; металлические элементы, образующие рудные месторождения, входят в семь декад — от II до VIII включительно. В соответствии с вели-

Таблица 22

Зависимость размеров крупных месторождений некоторых металлов от величины кларков

Декады кларков, по В. И. Вернадскому, вес. %	Металлы	Размеры крупномасштабных месторождений (крупных и уникальных), т (металла)	Декады кларков, по В. И. Вернадскому, вес. %	Металлы	Размеры крупномасштабных месторождений (крупных и уникальных), т (металла)
II 10^{0}—10	Fe	10^{9}—10^{10}	VI 10^{-4}—10^{-3}	U, Sn, W, As	10^{4}—10^{5}
III 10^{-1}—10^{0}	Ti, Mn	10^{7}—10^{8}			
IV 10^{-2}—10^{-1}	Cr, Zn, V, Ni, Cu	10^{6}—10^{7}	VII 10^{-5}—10^{-4}	Bi, Ag, Nb, Ta	10^{3}—10^{4}
V 10^{-3}—10^{-2}	Li, Be, Th, Pb, Mo	10^{5}—10^{6}	VIII 10^{-6}—10^{-5}	Au, Pt	10^{1}—10^{2}

чиной кларка находятся и масштабы крупных месторождений, данные о которых заимствованы из работы В. И. Красникова [148].

Уран по величине кларка и размерам крупномасштабных месторождений относится к VI декаде, уступая место на несколько математических порядков многим цветным металлам (медь, никель, цинк, свинец и др.), но превосходя висмут, серебро, золото. Урановые месторождения крупных масштабов, по В. И. Красникову [148], измеряются запасами в десятки тысяч тонн, а уникальные — в первые сотни тысяч тонн. Можно сказать, что указанные В. И. Красниковым максимальные масштабы урановых месторождений в сотни тысяч тонн урана являются, очевидно, предельными и находят обоснование в закономерной зависимости от кларка урана в земной коре. Такие крупные месторождения, вместе с тем, очень редки, уникальны, условия локализации их характеризуются большой индивидуальностью и поиски их поэтому являются более трудными и сложными.

Условия формирования промышленных концентраций урана в месторождениях. Уран в природе, как известно, образует большое число урановых и урансодержащих минералов и веществ, но в рудах промышленных месторождений главную роль играют лишь немногие минералы-носители урана, различающиеся по содержанию в них металла. Среди них выделяются: 1) минералы с высоким содержанием урана (60—80%) — окислы уранинит и настуран, силикаты ненадкевит и коффинит; 2) минералы со средним содержанием урана (30—40%) — окислы урановые черни, титанаты браннерит и давидит; 3) урансодержащие минералы и минеральные вещества с бедным содержанием урана (менее 10%) — фторапатит, твердые битумы, углефицированная растительная органика, глауконит и др.

Содержание урана в руде зависит, с одной стороны, от состава того или иного минерала-носителя урана, а с другой — от степени концентрации самого минерала в руде. При одинаковой степени концентрации минерала содержание урана в руде будет тем выше, чем богаче ураном минерал. Если концентрацию минерала-носителя первой группы, приходящуюся, например, на 0,10% содержания урана в руде, принять за единицу, то концентрация минерала второй группы должна быть в два раза, а минерала третьей группы в несколько десятков раз больше. Поэтому нахождение богатых руд более вероятно в месторождениях, где основными носителями урана являются минералы первой группы; практически нельзя ожидать богатых руд в месторождениях, содержащих в качестве основного носителя урана минералы второй группы и особенно минералы третьей группы.

Та или иная форма минерала-носителя урана и степень концентрации его в руде находятся в связи с генетическими условиями формирования месторождений.

Гидротермально-метасоматические руды характеризуются тонко вкрапленной формой выделения рудных минералов и в зависимости от минерала-носителя являются или бедными (титанаты урана), или, в лучшем случае, рядовыми (настуран, уранинит, ненадкевит).

Руды, образованные путем выполнения пустот (пор, трещин), характеризуются вкрапленной и прожилково-вкрапленной формой выделения рудных минералов. В эпигенетических экзогенных месторождениях (в песчаниках) в зависимости от объема порового пространства вмещающих пород, в котором отлагаются рудные минералы (в основном урановые черни) из циркулирующих водных растворов, образуются главным образом рядовые руды и лишь в отдельных случаях руды с повышенным содержанием урана.

Прожилково-вкрапленные руды, характерные для гидротермальных месторождений штокверкового типа, характеризуются большим разнообразием содержания урана. Поскольку основным носителем урана в этих рудах является наиболее богатый ураном настуран, то степень концентрации его и содержание урана в руде зависят главным образом от густоты и размеров пор и трещин, степени открытости последних и заполненности их дорудными тектоническими продуктами и жильными минералами. Наиболее высоких концентраций урановые минералы достигают в жильных месторождениях, в которых руды образуются путем выполнения открытых трещин. Однако и в этих месторождениях подавляющая часть жильного выполнения представлена нерудными минералами (карбонаты, кварц, тектонический материал), образующимися в дорудные и отчасти послерудные стадии формирования месторождений. Богатые концентрации настурана возникают в рудную стадию благодаря неравномерному контрастному распределению его в массе дорудного жильного выполнения.

Изучение механизма рудоотложения и условий локализации богатых руд является одной из важнейших задач урановорудной геологии; при этом необходимо изучать факторы, действующие не только в направлении повышения концентрации рудных минералов урана, но также и в направлении разубоживания руд.

О факторах, определяющих масштабы урановых месторождений. Если та или иная форма минерала-концентратора урана и степень концентрации его в руде находятся в определенной зависимости от генетических условий формирования месторождений, точнее от механизма отложения рудных минералов, то масштабы оруденения в промышленных месторождениях такой зависимости от генетических условий рудообразования не обнаруживают.

В каждом из названных типов известны месторождения различных масштабов — от мелких до уникальных. Быть может, при более детальном расчленении месторождений этих типов, например по рудовмещающим структурам, литолого-фациальным комплексам, по рудным формациям или каким-либо другим признакам, т. е. по геологическим условиям локализации оруденения, окажется возможным выделить типы месторождений, различающиеся и по масштабам оруденения. Но в этом направлении, к сожалению, пока проводится очень мало исследований.

Масштабы эпигенетических эндогенных и экзогенных месторождений урана теоретически обусловлены, с одной стороны, масштабом и длительностью действия локального источника рудоносных растворов и степенью концентрации в них металла (независимо от его происхождения), а с другой — объемом рудовмещающей среды с благоприятными коллекторскими свойствами и соответствующей восстановительной емкостью. О факторах первой группы геолог судит по косвенным признакам, поэтому суждения эти являются, как правило, неоднозначными, а значит, всегда спорными. Геологические факторы второй группы, т. е. наблюдаемые эмпирически условия локализации месторождений урана, поддаются непосредственному изучению. И, как показывает опыт, масштабы их определяются в основном объемом рудовмещающей среды или, другими словами, количеством руды и лишь отчасти степенью концентрации в ней металла.

Согласно статистическим данным, корреляция между масштабами месторождений и средними содержаниями металла в рудах, т. е. степенью концентрации урана, за некоторыми исключениями, практически отсутствует. Диапазон колебаний масштабов месторождений значительно шире, чем средних содержаний в них; коэффициент вариации масштабов и средних содержаний состав-

ляет соответственно 160—170% и 50—60%. Степень концентрации урана в месторождениях, как уже отмечалось, находится в зависимости от состава минерала-носителя и от механизма рудоотложения. Она легче поддается прогнозной оценке, чем масштаб месторождения, который не зависит от этих факторов.

Ввиду изложенного в связи с изучением условий, благоприятных для формирования крупных месторождений, основное внимание при дальнейших исследованиях должно быть направлено на изучение объемов пород с благоприятными коллекторскими свойствами и на выяснение всей суммы факторов, способствующих осаждению урана из растворов. Вся сложность и трудность проблемы заключается в том, что породы с благоприятными коллекторскими свойствами распространены гораздо шире, чем месторождения в них. Изучение особенностей геологических условий, в которых находятся месторождения, отличающих их от сходных условий, в которых месторождений нет, является важнейшей задачей науки в связи с прогнозированием масштабов.

В осадочных породах, вмещающих гидрогенные месторождения, коллекторские свойства определяются в основном повышенной эффективной пористостью, а следовательно, и проницаемостью. При благоприятных общих факторах рудообразования (климатические, тектонические, гидрогеологические, палеогидродинамические и др.) масштабы эпигенетических гидрогенных и полигенных месторождений определяются в основном площадными размерами и объемами горизонтов проницаемых осадочных пород и наличием в них восстановителей.

В интрузивных, эффузивных и метаморфических породах, в которых залегают гидротермальные и гидротермально-метасоматические месторождения, главное значение в локализации оруденения приобретают разрывные нарушения и отчасти эффективная пористость, в том числе и трещинная. Как отмечают некоторые исследователи, масштабы оруденения в таких условиях прямо зависят от интенсивности и объема пространственного развития трещиноватости в рудовмещающих породах или, что то же самое, от масштаба и интенсивности проявления трещинной тектоники.

Трещинная тектоника в различных геологических условиях проявляется по-разному в зависимости от особенностей рудовмещающих комплексов пород и интенсивности тектонических деформаций. Это вызывает большое разнообразие конкретных геологических условий локализации и масштабов гидротермальных месторождений. Исследование этих условий в связи с масштабностью оруденения и выявление местных факторов, влияющих на масштабы месторождений, составляют одну из важнейших задач научно-исследовательских работ.

Региональные условия локализации месторождений урана и факторы, влияющие на масштабы оруденения урановосных провинций. Условия локализации промышленных месторождений урана при всем их многообразии можно объединить в три группы в соответствии с положением месторождений в крупных геотектонических сооружениях земной коры: в докембрийских щитах, в складчатых областях фанерозоя и в осадочных комплексах молодых платформ. Области тектонической и тектоно-магматической активизации здесь отдельно не выделяются, поскольку активизация может проявиться в каждом из них.

Названные геотектонические элементы земной коры различаются историей геологического развития и характером геологических процессов, которые привели к формированию их современного облика, а также продолжительностью

истории геологического развития с учетом тектонической активизации. В докембрийских щитах ведущими процессами были метаморфизм, ультраметаморфизм и гранитизация первичноосадочных и осадочно-вулканогенных толщ, а также и тектоно-магматические процессы, в складчатых областях фанерозоя — тектонические деформации, приводящие к проявлению складчатых форм и разрывных нарушений, а также магматическая деятельность, на молодых платформах — экзогенные процессы и деятельность подземных вод. В связи с этими процессами, специфическими для каждого геотектонического элемента, следует рассматривать и вопрос о способах мобилизации рассеянного урана, формах переноса и условиях отложения его в виде промышленных концентраций.

Среди региональных факторов, оказывающих влияние на общие масштабы оруденения урановых провинций, краткого рассмотрения заслуживают такие, как площадные размеры провинций (геоструктурных элементов), продолжительность геологической истории во времени, число металлогенических эпох, проявившихся на протяжении всей геологической истории провинции, включая эпохи тектонической активизации (пространственное совмещение различных металлогенических эпох), многотипность оруденения в пределах одной провинции, многообразие геологических условий локализации месторождений.

Продолжительность геологической истории во времени наибольшая в докембрийских щитах (3,0 млрд. лет); в складчатых областях фанерозоя она составляет 0,5 млрд. лет, т. е. в 6 раз меньше, чем на щитах; на молодых платформах 0,19 млрд. лет или в 15 раз меньше, чем на щитах и в 2,6 раза меньше, чем в складчатых областях. В то же время по суммарным запасам урана в промышленных месторождениях все упомянутые геотектонические сооружения в глобальном масштабе мало отличаются друг от друга.

Выявляемое в общем близкое по масштабу распределение уранового оруденения во всех трех геотектонических сооружениях земной коры показывает, что накопление промышленных концентраций урана в целом не зависит от протекающих геологических процессов и продолжительности истории геологического развития. Можно предполагать, что наметившееся близкое по масштабу распределение урана обусловлено, с одной стороны, примерно одинаковыми суммарными площадными размерами различных геотектонических сооружений, а с другой — одинаковым или близким числом металлогенических эпох, проявившихся на протяжении геологической истории, включая и эпохи тектонической активизации: на щитах — раннепротерозойская (1,8 млрд. лет), среднепротерозойская (1,4 млрд. лет), позднепротерозойская (0,62 млрд. лет) и мезозойская эпоха тектоно-магматической активизации (0,15 млрд. лет); в складчатых областях фанерозоя — каледонская (0,5 млрд. лет), варисцийская (0,4 млрд. лет), киммерийская (0,25 млрд. лет) и альпийская (0,137 млрд. лет). На платформах металлогенические эпохи с такой точностью пока не выделяются. Но несомненно, что на протяжении 0,19 млрд. лет в течение мезозойской и кайнозойской геологической истории оруденение формировалось дважды.

Очень важный вопрос о пространственном совмещении на одних и тех же рудоносных площадях оруденения, сформированного в различные эпохи, изучен еще недостаточно. Известные к настоящему времени месторождения урана и урановые провинции, относящиеся к различным металлогеническим эпохам, пространственно разобщены. Каждое месторождение или рудная провинция обычно рассматриваются как монохронные, сформированные в одну или преимущественно одну металлогеническую эпоху. В то же время некоторые

исследователи, базирующиеся, правда, в основном на геохронологических данных, высказывают мнение о многовозрастности оруденения.

Пространственное совмещение оруденения различных металлогенических эпох может иметь место не только в пределах одного месторождения, где оруденение более молодого возраста накладывается на более древнее; оно может проявляться и на территории рудной провинции, в пределах которой возникали месторождения, относящиеся к разным металлогеническим эпохам. Это особенно характерно для областей молодой тектонической или тектоно-магматической активизации. На докембрийских щитах и в складчатых областях фанерозоя, несущих эндогенное оруденение более древних эпох, с ним нередко пространственно совмещаются экзогенные месторождения платформенной стадии развития. Такой подход к истории формирования рудных провинций расширяет перспективы для поисковых работ. Ввиду этого изучение времени формирования уранового оруденения как геологическими, так и современными радиогенными методами определения абсолютного возраста минералов и руд имеет не только научное, но и большое практическое значение.

Не менее важным является вопрос о пространственном совмещении в пределах одной рудной провинции месторождений различных генетических типов. Геологическая практика показывает, что в большинстве рудных провинций и районов проявляются урановые месторождения нескольких генетических типов. Известны провинции, в которых установлены промышленные месторождения гидротермального, осадочно-метаморфогенного и гидрогенного (в песчаниках, углях) типов; в других провинциях выявлены пегматитовые, гидротермально-метасоматические и гидрогенные месторождения. В тех рудоносных провинциях, в которых пока известны урановые месторождения одного генетического типа, возможно имеются и месторождения других типов, но пока не выявленные в связи с недостаточной степенью изученности и опоискованности прилегающих площадей. Еще более разнообразными являются геолого-структурные и литолого-стратиграфические условия локализации оруденения внутри рудоносных провинций. В некоторых провинциях по условиям локализации удается выделить до десятка типов месторождений. Каждый вновь выявляемый тип промышленного оруденения вносит определенный вклад в сырьевые ресурсы провинции и открывает новые перспективы для поисковых работ.

История поисковых работ показывает, что в тех случаях, когда геологи сосредоточивали внимание на поисках месторождений известного в данном районе генетического типа, локализованного в определенных геологических условиях, это нередко снижало эффективность работ. В ряде же случаев открытие нового месторождения в другой геологической обстановке вооружало геологов новыми идеями, которые способствовали важным открытиям. Поэтому при металлогенических исследованиях в урановорудных провинциях и проведении в них поисковых работ необходимо учитывать возможность выявления оруденения в различной геологической обстановке, вероятную полигенность (многотипность) месторождений и многообразие местных геолого-структурных и литолого-стратиграфических условий локализации промышленных рудных тел и месторождений.

Условия локализации уранового оруденения в докембрийских щитах и их влияние на масштабы месторождений. В докембрийских щитах наиболее важное промышленное значение имеют осадочно-метаморфогенные (ураноносные конгломераты) и гидротермальные месторождения. Пегматитовые и скарновые месторождения, как уже отмечалось, имеют ограниченную промышленную ценность. На некоторых щитах известны экзогенные месторождения в осадочных

породах платформенного чехла, приуроченные к наложенным депрессиям в кристаллическом фундаменте.

Месторождения урана в древних конгломератах как по масштабам, так и по распространенности являются уникальными. К объяснению масштабов оруденения в них наиболее вероятно подходить с позиции теории эпигенетического рудообразования, рассматривая эти месторождения в качестве объектов, возникновение которых связано с процессами, протекавшими в экзогенных условиях, и которые позднее подверглись интенсивному метаморфизму. Появление их было обусловлено сочетанием обширных областей сноса, из которых происходило выщелачивание урана, с крупными депрессиями, выполненными дельтовыми и подводнодельтовыми грубообломочными отложениями. Последние характеризовались благоприятными коллекторскими свойствами и содержали органические вещества, игравшие роль восстановителей. Депрессии находились в благоприятных палеогидродинамических условиях, т. е. представляли собой палеоартезианские бассейны.

Гидротермальные месторождения урана в докембрийских щитах характеризуются большим разнообразием рудных формаций и промышленных типов. Среди них выделяются титан-урановые, железо-урановые, альбитит-урановые, никель-кобальт-урановые, пятиметальные и собственно урановые месторождения.

Условия локализации гидротермальных месторождений, с которыми в определенной мере связаны и масштабы оруденения, по-разному проявляются в архейских ультраметаморфических и в протерозойских относительно слабо метаморфизованных комплексах.

В архейских ультраметаморфических комплексах разломы, контролирующие размещение месторождений, имеют древнее заложение и отличаются сложным строением. Они представлены зонами рассланцевания или милонитизации, сформированными в результате пластического течения пород в условиях больших глубин и давлений [104]. Наложенные на разломы древнего заложения и совмещенные с ними пространственно более молодые разрывные нарушения, возникшие в одних случаях в связи с протерозойской, в других — с мезозойской тектонической и тектоно-магматической активизацией, создали крупные зоны дробления и катаклаза, прослеживающиеся по простиранию на десятки километров. К зонам милонитов приурочены широко развитые специфические щелочные метасоматиты, непосредственно вмещающие урановое оруденение.

В крупных и протяженных зонах разломов локализуются наиболее крупномасштабные месторождения урана. В параллельных или оперяющих зонах, которые обычно сопровождают крупные разломы, залегают месторождения меньших размеров, вплоть до мелких. Зависимость масштабов месторождений от протяженности рудовмещающих зон, а также степени интенсивности проявления деформаций вдоль них в периоды активизации здесь особенно наглядно выражена.

В месторождениях, залегающих в архейских комплексах, широко распространены уранотитанаты (браннерит, отчасти давидит); образование их некоторые исследователи связывают с влиянием состава вмещающих пород на гидротермальное оруденение [299]. Характерными формами проявления уранового оруденения в рудоносных зонах являются тонкая метасоматическая вкрапленность и тонкопрожилковые выделения в катаклазированных и милонитизированных метасоматитах. Ввиду этого наиболее распространены руды с рядовым или бедным содержанием урана, богатые руды — редки.

В слабо метаморфизованных толщах протерозоя и верхов архея заложение рудоконтролирующих и рудовмещающих разломов происходило в условиях хрупких деформаций. Крупные разломы, контролирующие размещение месторождений, сами, как правило, не содержат оруденения. Месторождения локализуются в разрывных нарушениях и зонах дробления более высоких порядков, которые характеризуются меньшей протяженностью и образуют более разнообразные типы структур. Залегающие в этих условиях месторождения хотя и обладают достаточно крупными масштабами, но уступают крупномасштабным месторождениям в архейских глубоко метаморфизованных комплексах.

Месторождения, локализованные в слабо метаморфизованных толщах протерозоя и верхов архея, отличаются большим разнообразием морфологических и минеральных типов; среди них встречаются жильные, штокверковые, седловидные залежи. Основным урановым минералом в них является настуран, местами уранинит, в сочетании с разнообразными неурановыми рудными минералами, образующими железо-урановые, никель-кобальт-урановые, пятиметальные и другие рудные формации. Оруденение формировалось главным образом путем выполнения пор и трещин с образованием жильных и прожилково-вкрапленных руд. Метасоматическое замещение рудовмещающих пород имеет второстепенное значение, благодаря чему в этих условиях широко развиты руды с повышенным содержанием урана и богатые руды.

Условия локализации уранового оруденения в складчатых областях фанерозоя и их влияние на масштабы месторождений. В складчатых областях фанерозоя формируются в основном гидротермальные эндогенные месторождения. В некоторых областях в наложенных и краевых впадинах появляются крупные месторождения экзогенного происхождения (гидрогенные), связанные с молодыми рыхлыми отложениями платформенного чехла. В отдельных районах формируются осадочно-метаморфогенные месторождения, приуроченные к кремнисто-углеродистым формациям нижнего палеозоя.

Гидротермальные месторождения в складчатых областях, так же как и в докембрийских щитах, характеризуются большим разнообразием структурных условий локализации и среди них выделяются различные промышленные типы. По условиям локализации уранового оруденения месторождения рассматриваемых областей можно разделить на две группы: а) пространственно связанные с интрузивами гранитоидов и б) залегающие в вулканогенных формациях кислого и среднего состава. В каждой из этих групп известны месторождения различных масштабов, в том числе и крупные. Однако при более детальном их рассмотрении можно наметить такие геологические условия локализации, в которых известны месторождения крупного масштаба, и такие, в которых подобные месторождения пока не известны.

Месторождения урана, связанные с гранитоидными массивами разных возрастов, широко распространены в складчатых областях фанерозоя и достаточно хорошо изучены. Среди них следует различать: а) месторождения, связанные с гранитоидами парагенетически (или генетически): гранитоиды и оруденение относятся к единому тектоно-магматическому циклу и объединяются общим магматическим очагом [39], и б) месторождения, связанные с гранитоидами только пространственно: урановое оруденение относится к более молодой эпохе тектоно-магматической активизации. В первом случае по условиям локализации, оказавшим влияние на масштабы оруденения, четко выделяются месторождения, залегающие в породах экзоконтакта и внутри гранитоидных массивов.

Наиболее важные в промышленном отношении крупномасштабные месторождения закономерно локализуются в узкой зоне экзоконтакта гранитоидных массивов, в пределах которой вмещающие осадочно-вулканогенные породы подвергнуты контактовому метаморфизму. В неоднородных по составу и контрастных по механическим свойствам породах зоны экзоконтакта разрывные нарушения и общая трещиноватость, определяющие локализацию оруденения, проявлены более интенсивно, чем внутри относительно однородных, монолитных гранитоидных массивов. Контактовый метаморфизм, выразившийся главным образом в ороговиковании и скарнировании пород, вызвал повышенную хрупкость их. Системы или участки рудовмещающих разрывных нарушений, особенно широко развитых в зоне экзоконтакта, создали в ней повышенную проницаемость для проникавших гидротермальных растворов, а наличие среди вмещающих пород прослоев, благоприятных для оруденения по физико-механическим свойствам и химическому составу, способствовали рудоотложению.

На основании имеющихся данных можно прийти к выводу, что масштабы уранового оруденения в экзоконтактовой зоне массивов гранитоидов находятся в определенной прямой зависимости от размеров этих интрузивов, которые в ряде случаев могут рассматриваться в качестве рудогенерирующих. В целом же крупномасштабные урановые месторождения известны в эндоконтакте крупных интрузивных массивов, а около малых интрузивов и месторождения локализуются в лучшем случае средних масштабов. Но этот вопрос о зависимости масштабов уранового оруденения от размеров рудогенерирующих интрузивов требует дальнейшего изучения.

Месторождения урана, залегающие внутри гранитоидных массивов, с которыми они связаны парагенетически, достаточно широко распространены во многих рудоносных провинциях каледонского, варисцийского, киммерийского и альпийского возрастов. Внутри гранитоидов они развиваются и при наличии месторождений в экзоконтактовой зоне, и при отсутствии оруденения в экзоконтакте. Иногда же и при широком развитии оруденения в экзоконтакте месторождения внутри гранитоидов отсутствуют. Во всех случаях внутри гранитоидных интрузивов того же тектоно-магматического цикла урановые месторождения являются мелкими или средними по размерам, независимо от размеров интрузива и от масштаба оруденения в экзоконтакте. Некоторые месторождения внутри гранитов, конечно, могли быть частично эродированы; сохранившиеся от эрозии могут представлять нижние, корневые части месторождений. Однако основной причиной малых масштабов их является неблагоприятная обстановка для развития рудовмещающих трещинных структур внутри монолитных гранитоидных массивов по сравнению с экзоконтактовой зоной, о чем уже говорилось.

Если месторождения урана, залегающие внутри гранитоидных массивов, относятся к более молодой по сравнению с этими массивами эпохе тектоно-магматической активизации и связаны с ними только пространственно, то граниты, как и любая другая порода, могут представлять собой благоприятную среду, в которой развиваются трещинные структуры достаточно крупных масштабов. В таких случаях могут формироваться и крупномасштабные месторождения урана.

Месторождения урана, связанные с вулканогенными формациями складчатых областей фанерозоя и наложенной местами на них тектоно-магматической активизацией, широко распространены и имеют большое экономическое значение. К ним относится важная в промышленном отношении группа сульфидно-насту-

рановых штокверковых месторождений, в частности молибденит-настурановых, залегающих, как правило, в вулканитах кислого и среднего состава.

Накопленный к настоящему времени большой геологический материал о связи уранового оруденения с вулканогенными формациями позволил исследователям установить эту связь с определенными фациями и расчленить рудоносные комплексы по крайней мере на три типа: покровные фации вулканических депрессий (кальдеры проседания), вулканические аппараты и субвулканические интрузивы [51, 144, 164]. Дальнейшие исследования в этом направлении, возможно, приведут к еще большему расчленению рудоносных вулканитов.

Такое расчленение позволяет дифференцированно подойти и к рассмотрению вопроса о связи масштабов оруденения с различными типами вулканических фаций. Наиболее крупномасштабные месторождения приурочены к покровным фациям вулканических комплексов, выполняющим депрессии в областях тектоно-магматической активизации. Эти депрессии обладают некоторыми особенностями, благоприятными для развития в них поствулканических крупномасштабных рудовмещающих структур разнообразных по форме: относительно крупные площадные размеры депрессий (сотни квадратных километров), сравнительно большая суммарная мощность покровов (более 1 км), неоднородное внутреннее строение, обусловленное частой перемежаемостью покровов и экструзивных образований различного состава и физико-механических свойств, переслаивание вулканитов с прослоями осадочных пород, неровный рельеф поверхности фундамента.

Рудовмещающие структуры представляют собой сложные комбинации крупных крутопадающих разрывных нарушений, сопровождающихся пологими межформационными срывами и крупными внутриформационными участками густой трещиноватости, приуроченными к эффузивным и экструзивным образованиям с благоприятными механическими свойствами. Крутопадающие зоны разрывов пересекают всю толщу вулканогенных пород, а местами заходят глубоко в породы фундамента, нарушая при этом внутреннее строение, либо даже изменяя направление простирания. Внутриформационные участки трещиноватости образуют обычно несколько горизонтов на разных стратиграфических уровнях. Переслаивающиеся с вулканитами прослои осадочных пород благодаря высокой эффективной пористости являются также благоприятными для рудоотложения около секущих тектонических зон.

Вулканические депрессии широко распространены в складчатых областях фанерозоя и областях тектоно-магматической активизации. Во многих из них известны разнообразные по масштабам урановые месторождения: в некоторых — достаточно крупные, в других — только мелкие или средние, а во многих депрессиях промышленные месторождения урана вообще не обнаружены. Причины различия в масштабах оруденения при общем сходстве в геологическом строении депрессий пока не установлены. Отчасти они связаны, возможно, с неравномерной и недостаточной общей изученностью депрессий, но несомненно имеются и более глубокие геологические причины, требующие дальнейшего специального исследования.

Месторождения, приуроченные к вулканическим аппаратам и субвулканическим интрузивам, широко распространены в складчатых областях фанерозоя; они известны в районах проявления каледонского, варисцийского и альпийского вулканизма. Особенностями этих вулканических и субвулканических тел, разнообразных по форме, являются малые размеры и сложное внутреннее строение. Длина линейных тел — несколько километров, ширина — сотни

метров, глубина — до 1 км. Вулканические тела с горизонтальным сечением, приближающимся к изометрическому (жерла, некки, субвулканические интрузивы, экструзивы), имеют в общем трубообразную форму с размерами сотни метров в поперечнике и более 1 км глубиной. Сложное внутреннее строение их связано с неоднократным внедрением магматических масс; разнообразные по составу и физико-механическим свойствам вулканические породы создают внутри этих небольших тел очень сложную неоднородную среду.

Региональные глубинные разломы в областях развития позднеорогенного вулканизма играют роль магмовыводящих каналов и в общем случае контролируют размещение вулканических аппаратов и субвулканических интрузивов, но не оказывают непосредственного влияния на локализацию оруденения. Вулканические и субвулканические тела представляют собой определенные элементы структуры рудного поля и месторождения являются одним из основных факторов рудного контроля. Урановые месторождения локализуются внутри этих тел, а иногда вблизи них во вмещающих породах в зонах и участках поствулканической трещиноватости. Наиболее характерной формой рудных залежей являются столбообразные или линейные штокверки.

Малые размеры рудовмещающих вулканических тел, механическая неоднородность слагающих их пород, неравномерное распределение в них зон и участков трещиноватости в целом определили сложную морфологию и мелкие размеры рудных залежей и небольшие масштабы месторождений. Многочисленные месторождения, локализованные в вулканических жерлах, некках, в субвулканических интрузивах, являются средними или мелкими по масштабам; более крупные месторождения известны в вулканических аппаратах линейного типа, которые и сами характеризуются большими размерами. Более тщательное сопоставление масштабов оруденения с размерами рудовмещающих вулканических тел и изучение особенностей локализации в них месторождений различных масштабов являются задачами дальнейших исследований.

Некоторые общие выводы об условиях локализации крупномасштабных месторождений урана. Рассмотренные типы геологических условий локализации урановых месторождений различных масштабов, конечно, далеко не полностью отражают все разнообразие геологических обстановок, в которых локализуются конкретные месторождения урана. Тем не менее приведенные данные показывают достаточно отчетливо, что геологические условия оказывают определенное или даже решающее влияние на масштабы урановых месторождений, и изучение их несомненно окажет помощь при проведении оценочных работ.

В первом приближении можно выделить те геологические условия и характерные для них типы оруденения, в которых известны только мелкие и средние месторождения, и условия, оказывающиеся благоприятными для проявления крупномасштабных месторождений. К первой группе мы относим геологические условия, обусловливающие формирование различных генетических и промышленных типов месторождений урана только мелких и средних масштабов. Это месторождения: в пегматитах, пегматоидах и скарнах с наложенным урановым оруденением; гидротермальные, залегающие во внутренних частях гранитоидных массивов, вместе с которыми они относятся к единому тектономагматическому циклу и связаны с гранитоидами парагенетически; гидротермальные, приуроченные к вулканическим сооружениям в виде жерлов, некков, субинтрузивных и экструзивных тел, характеризующиеся небольшими размерами.

Небольшие масштабы месторождений в перечисленных геологических

условиях, очевидно, не случайны; они обусловлены небольшими объемами благоприятных для локализации оруденения рудовмещающих комплексов пород и тектонических сооружений с повышенной проницаемостью и восстановительной емкостью. Изучение количественных соотношений условий локализации с масштабами оруденения — одна из важных задач геологии урана. Детальное исследование этих связей с применением различных современных методов несомненно позволит выявить более конкретные геологические признаки масштабности оруденения и использовать их для надежной отбраковки многочисленных мелких месторождений на ранних стадиях поисковых и оценочных работ без затрат больших объемов. В районах, находящихся в неблагоприятных экономических условиях, такой отбраковке подлежат и урановые месторождения средних масштабов.

Ко второй группе условий относятся те, в которых кроме мелких и средних выявлены также наиболее важные в промышленном отношении крупномасштабные месторождения. Это месторождения: осадочно-метаморфогенные в конгломератах протерозоя; гидротермальные различных морфологических типов и рудных формаций, локализующиеся в крупных разломах древнего заложения, прослеживающихся в метаморфических и ультраметаморфических толщах протерозоя и архея и подновленных в эпохи активизации; находящиеся в экзоконтактовых зонах крупных гранитоидных интрузивов, с которыми оруденение связано парагенетически; месторождения эпохи молодой активизации, залегающие в древних гранитоидах, с которыми оруденение связано только пространственно, а не парагенетически; приуроченные к вулкано-тектоническим депрессиям складчатых областей фанерозоя и областей тектоно-магматической активизации; гидрогенные, локализующиеся в осадочных породах (песчаниках) подводно-дельтовых, прибрежно-морских и крупных руслово-пойменных фаций предгорных и крупных межгорных впадин и аллювиальных равнин.

Общими особенностями условий, благоприятных для локализации крупномасштабных месторождений, являются наличие больших объемов проницаемых рудовмещающих комплексов и трещинных структур: большие площадные размеры неметаморфизованных водопроницаемых комплексов осадочных пород крупных гидрогенных месторождений и слабо метаморфизованных комплексов, содержащих крупные месторождения в протерозойских конгломератах, значительная протяженность по простиранию и на глубину линейных тектонических зон в метаморфических и ультраметаморфических породах щитов; значительные размеры участков повышенной трещиноватости в вулканогенных и слабо метаморфизованных комплексах фанерозоя. Однако в аналогичных условиях во многих случаях урановое оруденение отсутствует или проявляется в виде непромышленных рудопроявлений и мелких месторождений и в лучшем случае в них локализуются месторождения средних масштабов. Конечно, иногда отсутствие крупных месторождений в сходных геологических условиях можно объяснить еще недостаточной степенью изученности и опоисковованности возможных рудоносных территорий, однако во многих случаях, очевидно, имеют место и глубокие геологические причины, приводящие к возникновению оруденения резко неодинакового масштаба или полного отсутствия его на участках со сходными геологическими условиями, в которых выявляются и крупные месторождения. Пока на эти вопросы мы не можем ответить однозначно. Необходимо всестороннее изучение особенностей условий, благоприятных для формирования крупных месторождений в одних случаях и неблагоприятных — в других, аналогичных по геологическому строению.

При более тщательном и всестороннем исследовании условий, благоприятных для формирования крупномасштабных месторождений, необходимо иметь в виду основную статистическую закономерность распределения месторождений урана по масштабам: чем крупнее месторождение, тем реже оно встречается и тем более специфичны должны быть геологические условия его локализации. Ю. А. Воронин [47] рекомендует различать среди крупномасштабных месторождений крупные ординарные и крупные уникальные. Крупные ординарные месторождения в мировой практике исчисляются десятками, геологические условия локализации их поддаются типизации по сходным признакам, прогнозирование и поиски таких месторождений могут проводиться и в действительности проводятся по методу аналогии с известными месторождениями, находящимися в сходных геологических условиях, хотя и в этих случаях метод аналогии большей частью не дает положительных результатов. Уникальные месторождения в рамках существующих требований к содержанию урана в руде являются уникальными не только по масштабам, но также и по геологическим условиям локализации. Такие месторождения в мировой практике исчисляются единицами и каждое из них характеризуется индивидуальными, неповторимыми чертами геологического строения. При прогнозировании и поисках таких месторождений метод аналогии, как правило, не способствует правильным выводам; каждое уникальное месторождение находится не в сходных, а в отличных геологических условиях; в сходных условиях при поисках в лучшем случае находятся месторождения средних или мелких масштабов, как это, например, имеет место с поисками урановых месторождений в конгломератах протерозоя, по масштабам аналогичных уникальным месторождениям Элиот-Лейк в Канаде. Конгломераты в докембрийских толщах распространены очень широко на всех континентах, а крупных месторождений, сходных с канадскими, пока больше нигде не установлено.

Современные требования урановой промышленности к масштабам месторождений со всей остротой ставят перед геологами задачу выявления и изучения закономерностей локализации прежде всего крупномасштабных месторождений урана. Накопленный опыт геологических исследований позволяет считать постановку такой задачи своевременной и вполне реальной.

Некоторые статистические закономерности распределения урана в гидротермальных месторождениях. Основными оценочными параметрами масштабов гидротермальных месторождений урана, как известно, являются количество и размеры рудных залежей с промышленным содержанием металла и закономерности пространственного распределения их в некотором объеме месторождения. Несмотря на большое разнообразие геолого-структурных условий локализации оруденения и морфологии рудных тел месторождений, в них четко выявляются некоторые общие статистические закономерности распределения урана по рудным залежам, а также по вертикали на глубину в крутопадающих месторождениях. В целом эти закономерности являются существенным дополнением к обычно учитывающимся традиционным характеристикам и должны увязываться с ними. В совокупности с другими они составляют методологическую основу и могут быть использованы для оценки вертикального размаха и масштабов оруденения на различных стадиях поисково-оценочных и разведочных работ.

Рудные месторождения обычно включают серию рудных залежей, характеризующихся определенными формами, размерами и условиями залегания. Количество, размеры и форма залежей тесно связаны, с одной стороны, с геологическими особенностями месторождения, а с другой, — с кондициями,

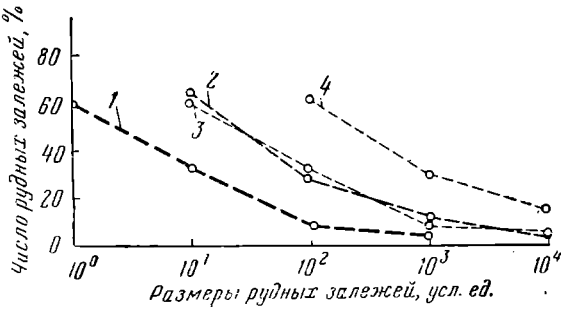


Рис. 131. Распределение рудных залежей в жильных (*1*), штокверкоподобных (*2* и *3*) и пластообразных («песчанковых») (*4*) месторождениях

принятыми для их оконтуривания. Количество и размеры рудных залежей, оконтуренных при существующих кондициях, зависят от геолого-структурных условий локализации оруденения, морфологии этих залежей и общих масштабов месторождений.

Распределение рудных залежей по размерам в месторождениях, где количество их является достаточным для статистической обработки, подчиняется определенной статистической закономерности, описываемой кривыми. Как видно из рис. 131, количество залежей, находящихся в пределах месторождений, обратно пропорционально их размерам, причем эта пропорциональность не является прямолинейной, кривая распределения имеет слабо вогнутую форму. Многочисленные статистические данные показывают, что промышленное значение месторождений определяется не столько общим числом рудных залежей, сколько количеством и размерами крупных залежей, которые обычно составляют незначительную долю от их общего числа, но заключают основную часть запасов месторождения. Такие залежи можно назвать главными, определяющими в значительной мере общие масштабы месторождения. Выявление главных залежей в любом месторождении, особенно на первых стадиях разведки, — важнейшая задача геолога.

Общее число залежей и размеры главных залежей находятся в определенной зависимости от структурного типа и морфологии рудных тел, а также от масштаба месторождений. В качестве примера на рис. 131 приведены кривые для жильных (*1*) и для штокверковых (*2*) месторождений: в равновеликих по масштабу жильных месторождениях размеры главных рудных залежей на порядок меньше, чем в штокверковых, а число их соответственно больше и исчисляется десятками, тогда как в штокверковых — единицами. В пределах же каждого морфологического типа отчетливо выявляется, что масштаб месторождений в целом находится в прямой зависимости от размеров главных рудных залежей. Чем большим размером они обладают, тем выше масштаб всего месторождения. Мелкие залежи в крупных месторождениях, имея второстепенное значение для оценки масштаба, в то же время на некоторых участках оказываются многочисленными. Поэтому геолог всегда находится под угрозой, что мелкие рудные тела, особенно на ранних стадиях из разведки, могут отвлечь его внимание и увести в сторону от решения основной задачи — выявления и оценки главных рудных залежей. С другой стороны, наличие на месторождении только мелких залежей и отсутствие крупных указывает на небольшие масштабы месторождения в целом.

Количество металла в рудных залежах, как известно, определяется объемом их и содержанием в них металла, поэтому для оценки масштабов оруденения, особенно на ранних стадиях разведки, наиболее важное значение имеет

выявление объемных размеров залежей. Для жильных и жилообразных залежей из трех измерений объема наибольшее влияние на масштаб оруденения оказывает протяженность залежей по простиранию и падению, или площадные размеры в плоскости залегания их, в штокверковых залежах — все три измерения. Исследования показывают, что коэффициенты парной корреляции между количеством металла, с одной стороны, и «площадными» и «объемными» размерами рудных тел — с другой, равны соответственно 0,83 и 0,95, что свидетельствует о тесной корреляционной связи между упомянутыми параметрами рудных тел; в то же время величины этих коэффициентов между количеством металла и содержанием его в руде составляют для жильных и жилообразных залежей 0,25, для штокверковых 0,12, что указывает на их слабую корреляционную связь. Задача оценки масштабов залежей с промышленным содержанием металла сводится в основном к выявлению их «площадных» или «объемных» размеров, в рамках которых при детальной разведке получаются данные о величинах всех других параметров (мощность, содержание, объемный вес), необходимых для подсчета запасов.

Пространственное размещение рудных залежей и оруденения в целом внутри гидротермальных месторождений урана подчиняется геолого-структурным условиям локализации; эти условия определяют и такие общие параметры месторождений, как распространение оруденения по площади, протяженность по простиранию и глубину развития оруденения.

При всем разнообразии условий локализации все месторождения по условиям пространственного нахождения руд разделяются на две группы: месторождения с преимущественной вытянутостью рудных залежей в горизонтальной плоскости и месторождения с преимущественным развитием оруденения в вертикальной плоскости. Подход к оценке и выбор средств для оценки масштабов месторождения зависят от условий пространственного размещения рудных залежей в его пределах.

Для гидротермальных месторождений урана наиболее характерно преимущественное распространение рудных залежей в вертикальной плоскости, обусловленное локализацией их в крутопадающих разрывных нарушениях. Масштабы месторождений в этом случае определяются числом и протяженностью рудовмещающих разрывов и величиной их распространения на глубину.

Вертикальный размах, а следовательно, и глубина распространения оруденения в крутопадающих гидротермальных месторождениях в общем случае определяется геологическим строением того вертикального интервала земной коры, в котором происходит формирование этих месторождений. Большинство гидротермальных месторождений образовывалось в близповерхностных условиях, в которых могли существовать открытые трещины и повышенная пористость тех или иных пород [28, 345]. Однако некоторые месторождения, возникшие в условиях широкого проявления метасоматических процессов в породах архея, подвергнутых ультраметаморфизму, формировались и в более глубинных условиях [13].

Как показали практика разведки и эксплуатации гидротермальных урановых месторождений, а также данные геологических исследований последних лет, размер по вертикали того интервала земной коры, в котором формируется промышленное урановое оруденение, колеблется в пределах от 0,5—0,7 км (верхняя граница) до 2,0—2,5 км (нижняя граница) от земной поверхности, роответствующей времени рудообразования. Следовательно, максимальная сротяженность промышленного оруденения по вертикали в урановых месторождениях составляет 1,5—2,0 км [51, 52]. Фактически наблюдаемая глубина

распространения оруденения в гидротермальных месторождениях в зависимости от внутреннего строения, масштабов и условий проявления рудовмещающих разрывов в границах указанного интервала земной коры изменяется в широких пределах, а вместе с этим изменяются в широких пределах и масштабы месторождений. В наиболее крупных месторождениях, сформированных в значительных по протяженности разломах, размах оруденения по вертикали достигает 2 км и более, в месторождениях меньших масштабов он составляет 500—600 м, а в средних и мелких — лишь 200—300 м и менее.

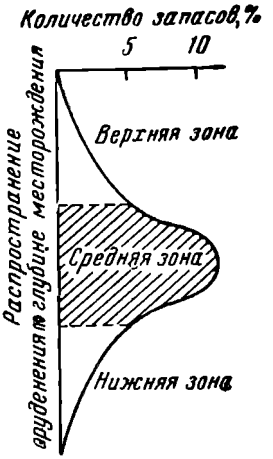


Рис. 132. Кривая статистического распределения оруденения по глубине (вертикали) гидротермальных месторождений урана

Важное оценочное значение имеют закономерности размещения рудных залежей и распространения оруденения в целом по вертикали (глубине) месторождения. Изучение статистического материала многих месторождений, приуроченных к крутопадающим разрывам, показывает, что условия распространения уранового оруденения по вертикали в этих месторождениях являются практически одинаковыми и в общем случае описываются кривой, по форме напоминающей кривую нормального распределения (рис. 132). Такие особенности распределения урана проявляются как на крупных месторождениях с большим размахом оруденения по вертикали, так и на месторождениях меньших масштабов, в которых относительно небольшой вертикальный размах оруденения. Кривая является большей частью симметричной, одномодальной, но в ряде случаев максимум смещен к экранирующей поверхности. Наличие малопроницаемых преград, игравших роль локальных экранов для поступавших снизу рудоносных растворов и контролирующих положение отдельных групп рудных залежей, может усложнить форму кривой, поэтому нельзя исключать случаи отклонения закономерностей распределения от приведенной кривой. Однако для большинства месторождений форма кривой соответствует показанной на рис. 132.

На основании приведенной схемы статистического распределения урана по вертикали, которую можно рассматривать в качестве характерной и типичной для гидротермальных месторождений, в вертикальном разрезе месторождений четко выделяются три зоны — верхняя, средняя и нижняя. В верхней зоне от верхней границы месторождения происходит постепенное увеличение оруденения с глубиной, в средней зоне оруденение развито максимально, в нижней зоне оно с глубиной уменьшается до полного исчезновения у нижней границы месторождения. Наиболее важное промышленное значение для оценки имеет средняя зона, занимающая 30—40% вертикальной протяженности месторождения и заключающая до 70% запасов. Выявление этой зоны в процессе разведочных работ является одной из важнейших задач оценки изучаемого месторождения.

Средняя зона в вертикальном разрезе различных месторождений располагается на различных глубинных уровнях относительно верхней границы оруденения. Положение ее определяется местными геолого-структурными условиями, в частности благоприятным сочетанием структурных и литологических факторов, влияющих на локализацию оруденения. Даже на отдельных участках одного месторождения, несколько пространственно оторванных друг от друга, средняя зона оруденения может располагаться на разных

гипсометрических уровнях. Вертикальный интервал ее в связи с общим размахом оруденения может достигать нескольких сот метров.

В зависимости от положения средней зоны, а также от общего размаха и степени асимметрии кривой распределения оруденения протяженность верхней зоны по вертикали колеблется в широких пределах — от нескольких десятков метров до 300—500 м. То же можно сказать и о протяженности нижней зоны по вертикали.

Приведенные данные о зональности статистического распределения оруденения и протяженности зон в вертикальном разрезе месторождений необходимо учитывать при проведении оценочных работ, особенно на ранних стадиях разведки.

Существенное увеличение масштаба оруденения в средней зоне по сравнению с верхней и нижней происходит главным образом за счет увеличения размеров известных и появления новых рудных залежей и расширения общей площади месторождений и лишь отчасти за счет повышения интенсивности оруденения и содержания урана в руде: в средней зоне эти параметры оруденения являются оптимальными, а к верху и к низу от нее они постепенно ухудшаются. В некоторых месторождениях с большим вертикальным размахом оруденения с глубиной наблюдается изменение минерального состава руд и жильного выполнения, что обусловлено появлением более высокотемпературных минералов. Однако при этом следует отметить, что проводившееся до последнего времени изучение структурной, минералогической и геохимической зональности пока не увязывалось с вертикальной зональностью статистического распределения оруденения. Такая увязка в дальнейшем необходима и она несомненно позволит выявить дополнительные геологические признаки для выделения каждой из намечаемых нами зон и использовать их в процессе проведения оценочных работ.

При всем разнообразии геологических условий локализации месторождений и морфологии рудных залежей статистическое распределение оруденения по вертикали месторождений происходит закономерно в соответствии с указанной кривой или близко к ней. Такой устойчивый характер распределения можно рассматривать в качестве общей закономерности для гидротермальных месторождений урана. Она несомненно отражает единые условия процесса рудоотложения (геологические и термодинамические), детальное изучение и выявление сущности которых является одной из важнейших задач дальнейшего изучения геологии и геохимии урановых месторождений.

Подобная схема, названная структурно-морфологической и вещественной зональностью, установлена и в определенной степени изучена на жильных месторождениях золота и олова [223], в которых авторы выделяют (сверху вниз): фронтальную (соответствует выделенной нами верхней), прифронтальную (наша средняя), прикорневую и корневую (последние две соответствуют выделенной нами нижней зоне). В объяснении причин такой зональности авторы исходят из представления о восходящем движении растворов и связывают ее с изменениями в гидротермальном потоке, перемещающемся из областей высоких внешних давлений в области более низких давлений. Можно ли применить такое представление к объяснению вертикальной статистической зональности распределения оруденения в гидротермальных месторождениях урана, пока утверждать нельзя; необходима постановка дополнительных исследований.

Изложенные данные о статистических закономерностях распределения урановой минерализации в отдельных рудных залежах и самих рудных залежей и оруденения в целом по вертикали (глубине) в гидротермальных месторожде

ниях урана в совокупности с известными традиционными геологическими закономерностями могут быть использованы при оценке глубины распространения и определения масштабов месторождений и рудных тел на различных стадиях проведения оценочных и разведочных работ. Однако для этой цели необходимо хотя бы в первом приближении установить глубину эрозионного среза месторождения относительно зональности статистического распределения оруденения. Могут быть рассмотрены следующие типичные случаи.

1. Эрозионный срез проходит выше верхней границы оруденения, т. е. месторождение не вскрыто эрозией. Первоначальные масштабы месторождения полностью сохранились от эрозии, но выявление месторождения связано с проведением глубинных поисков по косвенным признакам, так или иначе проявленным на коренной поверхности или в чехле рыхлых отложений.

2. Эрозионный срез вскрывает верхнюю зону месторождения. Случай распространенный, сложный и трудный для оценки масштабов оруденения на ранних стадиях разведки. Эта зона характеризуется слабым общим проявлением оруденения, мелкими размерами рудных залежей, их рассредоточенностью, разнообразной протяженностью на глубину, достигающей 300—500 м (от верхней границы месторождения). Это свойственно также и мелким месторождениям и рудопроявлениям независимо от глубины эрозионного среза. Указанные обстоятельства сильно осложняют и затрудняют оценку масштабов оруденения и создают опасность недооценки и необоснованной отбраковки месторождений, основные запасы которых могут залегать глубже, в средней зоне. С другой стороны, не исключена возможность затяжки оценочных работ действительно мелких масштабов оруденения, в надежде найти среднюю зону. В этом случае определенную помощь могли бы оказать дополнительные геологические признаки, характерные для различных зон, которые пока мало изучены.

3. Эрозионный срез вскрывает оруденение средней зоны, что иногда имеет место. При этом значительная часть запасов может быть эродированной, но в крупных месторождениях и сохранившиеся от эрозии интервалы рудных тел могут быть достаточно крупными и представлять практический интерес. Крупные масштабы оруденения обнаруживаются при подсечении рудных тел даже первыми скважинами.

4. При условии вскрытия эрозионным срезом нижней зоны месторождения оценка масштабов оруденения сталкивается с теми же трудностями, что и во втором случае. К оценке оруденения данной зоны особенно важно привлекать геологические признаки.

При проведении оценочных работ кроме глубины эрозионного среза необходимо учитывать также вторичные изменения урановых руд в зоне окисления. Эти изменения могут повлечь за собой неправильный вывод об условиях первичного распределения урана в верхней части месторождения и привести к ошибке при его оценке. Необходимо установить глубину зоны окисления и вторичного обогащения и выяснить ее положение относительно вертикальной статистической зональности оруденения.

Все сказанное о статистических закономерностях распределения рудных залежей по размерам и оруденения в целом по вертикали в гидротермальных месторождениях урана, а также соображения об уровнях эрозионного среза по отношению к зональности статистического распределения оруденения по вертикали могут служить методологической основой оценки запасов урана в этих месторождениях при проведении разведочных и оценочных работ. Однако эффективность использования этих закономерностей может быть

повышена, если будут выявлены надежные структурные, минералогические и геохимические критерии для диагностики выделенных зон.

Задачи дальнейших исследований. В приведенных данных показано, что масштабы гидрогенных и гидротермальных месторождений урана и размеры рудных залежей, находящихся в их пределах, зависят главным образом от объемов рудовмещающих пород с благоприятными коллекторскими свойствами (пористой и трещинной проницаемости) и достаточной восстановительной емкостью. Степень концентрации урана в рудах связана с механизмом формирования руд и не зависит от масштаба месторождений и рудных залежей. Под этим углом зрения рассмотрены условия локализации месторождений различных масштабов и сделана попытка в первом приближении выделить условия, благоприятные и неблагоприятные для формирования и локализации крупномасштабных месторождений. При более детальном изучении различных условий локализации месторождений несомненно окажется возможным еще больше дифференцировать их по степени влияния на масштабы оруденения.

Для повышения эффективности оценочных работ и более надежной разбраковки месторождений на промышленные и непромышленные на ранних стадиях поисков и разведки их необходимы следующие исследования:

а) дальнейшая разработка основных вопросов теории рудообразования с акцентированием внимания на тех генетических факторах, которые оказывают или могут оказывать влияние на масштабы оруденения и содержание урана в руде. Одним из важных является вопрос об источниках рудообразующих растворов в различных геоструктурных блоках земной коры;

б) дальнейшее изучение закономерностей пространственного размещения и более тщательное выявление особенностей локализации месторождений различных масштабов в пределах сходных и однотипных геологических обстановок;

в) изучение прямых и косвенных признаков, а также различных параметров, способствующих определению масштаба месторождений различных морфолого-генетических типов, локализующихся в различных геологических условиях, и разработка геологических основ прогнозирования масштабов месторождений;

г) разработка методических вопросов прогнозной оценки масштабов месторождения на разных стадиях оценочных работ, в том числе и математических методов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Гидротермальные урановые месторождения рассмотренных классов и групп формировались в неодинаковых геотектонических условиях и в различные эпохи развития земной коры. Наиболее крупные и важные из них располагаются на докембрийских щитах; они возникли в протерозойское время в процессе переработки (протоактивизации) архейского консолидированного фундамента.

Разнообразные месторождения фанерозойских складчатых областей приурочены к срединным массивам и устойчивым интрагеоантиклинальным блокам. Они формировались в орогенную стадию их развития — в позднекаледонскую либо позднегерцинскую эпохи.

Важная группа урановых месторождений образовалась в процессе мезокайнозойской тектоно-магматической активизации, проявившейся в отдельных районах древних щитов, складчатых областей и платформ.

Урановосные провинции фанерозойских складчатых областей, несмотря на различный возраст формирования оруденения, обладают многими сходными чертами и существенно отличаются по геологическому строению и металлогеническому облику от неурановосных регионов. Главные их особенности следующие:

— заложение и развитие геосинклинальных систем подвижных поясов на древнем консолидированном фундаменте земной коры континентального типа, созданной в основном в раннедокембрийское время;

— весьма длительный процесс их формирования и незавершенность предшествующих циклов тектонического развития, что способствовало накоплению больших масс энергии и превращению завершающих стадий в эпохи мощной тектоно-магматической активизации, совпадающей во времени с глобальными эпохами тектогенеза;

— приуроченность к длительно развивающимся устойчивым геоантиклинальным участкам земной коры (срединным и остаточным массивам, интрагеоантиклиналям), характеризующимся резко дифференцированным по составу и неоднородным мозаично-блоковым строением, с существенно варьирующими мощностями «гранитного» и «базальтового» слоев;

— наличие в древнем фундаменте, сходном по строению с фундаментом щитов и древних платформ, ядер ранней консолидации и гнейсовых купольных сооружений, образующих основу срединных массивов, геоантиклинальных блоков и гранито-метаморфических поясов, в которых длительно, многократно и унаследованно проявились различные и разновозрастные процессы гранитизации, приведшие к возникновению позднего кислого и субщелочного магматизма под воздействием подкоровых тепловых потоков и флюидов. В их пределах отчетливо проявился послегеосинклинальный орогенный период, завершившийся формированием уранового оруденения;

— приуроченность к узлам сопряжения и пересечения глобальных рудоконтролирующих зон глубинных разломов и их ветвей, ограничивающих и рассекающих срединные массивы и интрагеоантиклинали, в пределах которых и находятся рудоносные провинции, характеризующиеся наличием различно ориентированных урановосных поясов;

— унаследованная геохимическая специализация на уран и сопутствующие элементы разновозрастных осадочных, метаморфических и кислых магматических комплексов, проявившихся в определенные эпохи рудообразования и своим возникновением отражающих урановосность древних пород глубоких частей фундамента «гранитного» слоя;

— интенсивное проявление разнотипных и разновозрастных рудно-метасоматических формаций различных металлов, в том числе урана, сопровождающихся определенным набором жильных минералов, которые свидетельствуют о продолжении воздействия на земную кору мощных тепловых потоков и флюидов;

— полихронность развития уранового и другого оруденения, формирование не только гидротермальных урановых, но и гидрогенных месторождений.

Урановосные провинции с гидротермальным оруденением развиваются на геоантиклинальных участках земной коры континентального типа, в пределах которых в процессе ее длительной и разновозрастной гранитизации проявился особенно отчетливо и интенсивно поздний кислый или субщелочной многоактный интрузивно-эффузивный магматизм заключительных этапов развития фанерозойских геосинклинально-складчатых систем и областей мезо-кайнозойской активизации.

Выделенные классы и группы урановых гидротермальных месторождений имеют различные пространственно-возрастные соотношения с проявлениями магматизма как кислого и субщелочного, так и щелочного основного состава. В одних регионах намечается генетическая или парагенетическая связь уранового оруденения с проявлениями магматизма, в других — видимой связи не устанавливается.

Большая часть месторождений, сформированных в фанерозойских складчатых и мезо-кайнозойских активизированных областях с различным геологическим строением, обнаруживает отчетливую и тесную пространственную и структурную связь, геохимическое родство и возрастную близость с проявлениями послескладчатых вулкано-плутонических комплексов гранито-липаритовых формаций, имеющих палингенное внутрикоровое происхождение. Интрузивные и эффузивные породы кислого и субщелочного состава характеризуются не только общим повышенным геохимическим фоном урана, особенно в поздних магматических образованиях, но и резко дифференцированными содержаниями урана и тория, наличием поздних комплексов и фаз с низким торий-урановым отношением и высоким процентом урана «подвижной» формы. Урановое оруденение гидротермальных месторождений формируется в самый поздний низкотемпературный этап постмагматической деятельности не только после стацовления магматических очагов кислого состава, но и после частичного размыва апикальных частей их интрузивных массивов и вулканических построек, после проявления дайковой серии основного и щелочного состава более глубинного происхождения. Оно также является более поздним по отношению к высоко- и среднетемпературным рудным минеральным образованиям, но занимает определенное место в едином ряду рудных формаций и обнаруживает четкую структурную связь с дайками различного состава.

Для других месторождений либо вообще отсутствует видимая связь уранового оруденения с магматизмом и оно оторвано от ближайших выходов изверженных пород значительным возрастным перерывом, либо оруденение имеет близкий возраст с поздним кислым магматизмом, только проявленным не на рудоносных площадях, а в пределах провинций и районов на достаточно большом расстоянии от месторождений.

Для некоторых месторождений, не имеющих большого практического значения, характерна весьма тесная парагенетическая или генетическая связь с эффузивно-интрузивными комплексами магматизма щелочного или щелочно-базальтоидного ряда подкорового происхождения, интенсивно развитого в пределах активизированных областей. Уран-ториевое или уран-редкоземельное оруденение этих месторождений сформировалось непосредственно вслед за проявлением магматизма в ранние высоко- и среднетемпературные стадии рудообразования.

В целом для эндогенного уранового оруденения весьма важным условием является проявление близкого к нему по времени предрудного кислого или субщелочного магматизма калиевого ряда, однако корреляции между его масштабами и оруденением не устанавливается.

На структурных условиях формирования всех урановых месторождений большое влияние оказывают крупные глубинные разломы, которые на разных рудоносных территориях характеризуются различным геотектоническим развитием и проявлены неодинаково в разных частях геологического разреза. В одних ураноносных провинциях эти нарушения представлены мощными отчетливо выраженными зонами дробления, рассланцевания и метаморфизма пород и не только контролируют, но и сами вмещают урановое оруденение, в других — рудоконтролирующие разломы скрытые и проявляются в виде своеобразных складчатых форм и серии мелких разрывных нарушений, прослеживающихся в перекрывающих их толщах, либо определяют положение рудовмещающих вулканогенных образований и интрузивов.

Урановые месторождения, сформированные в породах древних щитов архейского фундамента, локализуются вдоль крупных разломов и приурочены к зонам мигматизации, смятия, будинажа и проявления бластомилонитов. В раннепротерозойских геосинклинальных трогах и прогибах щитов главнейшие рудолокализующие элементы связаны со складчатыми формами и системами послойных срывов.

Структурные условия формирования урановых месторождений фанерозойских геосинклинальных областей также достаточно разнообразны. В вулканогенных образованиях орогенного яруса важное рудоконтролирующее значение имеют петрохимический состав, физико-механические свойства и условия залегания вулканогенно-осадочных пород, слагающих различные депрессии и вулканические купола, большое влияние оказывают особенности проявления в них разломов разных типов. В нижнем ярусе геосинклинального этажа и фундаменте на условия локализации оруденения в основном влияют складчатые формы, ранние палеовулканические аппараты и интрузивы гранитоидов.

Закономерности размещения оруденения, приуроченного к образованиям верхнего структурного этажа активизированных платформ, щитов и складчатых областей, имеют большое сходство с отмеченными закономерностями проявления его в орогенных областях. Рудоконтролирующие структуры представлены разнообразными вулкано- и эрозионно-тектоническими депрессиями, вулкано-купольными структурами и поясами поздних интрузивов, осложненных разрывными нарушениями. В платформенном чехле на условия локализации решающее влияние оказывают разрывные нарушения, локальные складчатые формы, развившиеся над скрытыми разломами фундамента, и в некоторых случаях трещинные интрузивы.

Металлогенические особенности различных ураноносных областей находятся в прямой зависимости от условий геотектонического развития, характера

осадконакопления и специфических особенностей магматизма, проявленного в этих областях.

Урановосные провинции древних платформ и щитов характеризуются двумя типами металлогенической специализации. В провинциях канадского типа, сформировавшихся в результате длительного полициклического развития в условиях неоднократной переработки субстрата эндогенными и экзогенными процессами, образовались разновозрастные осадочно-метаморфогенные, пегматитовые и гидротермальные урановые месторождения, а также различные по условиям формирования эндогенные и стратиформные месторождения железа, меди, никеля, кобальта, золота, цинка и свинца.

Урановосным провинциям австралийского типа, возникшим в связи со становлением ранне-среднепротерозойских подвижных поясов, присущи гидротермальные урановые, золото-урановые и свинцово-цинковые, медно-свинцово-цинковые и медные месторождения.

По металлогеническим особенностям урановосные провинции фанерозойских геосинклинально-складчатых областей также разделяются на два основных типа. Для первого из них, отличающегося преобладанием орогенных процессов и проявлением гипабиссального гранитного магматизма, характерно широкое развитие месторождений олова, вольфрама, свинца и цинка, предшествующих формированию уранового оруденения, и месторождений флюорита, сурьмы, иногда ртути, близких с ним по возрасту. В областях с отчетливым проявлением собственно геосинклинального и орогенного этапов с широким развитием в них вулкано-плутонического кислого магматизма урановому оруденению предшествуют месторождения свинца, цинка, вольфрама и молибдена контактово-метасоматического типа, а также гидротермальные месторождения меди, молибдена, висмута и золота. Близкими по возрасту к урановому оруденению, а иногда и более поздним оказываются лишь месторождения флюорита.

Металлогенический профиль урановосных провинций мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации в значительной мере определяется составом и строением фундамента. На активизированных щитах в связи с субвулканическими щелочными интрузивами типичны гидротермальные торий-урановые, титан-урановые, золоторудные, реже молибденовые и флюоритовые месторождения. Урановосные провинции, сложенные слабо метаморфизованными породами активизированных платформ, прорванных малыми интрузиями гранитоидов, характеризуются развитием предшествующих урановому оруденению контактово-метасоматических и гидротермальных вольфрамовых, оловянных, медных и гидротермальных свинцово-цинковых и близких с урановыми по возрасту золотых, сурьмяных и ртутных месторождений. В урановосных провинциях активизированных складчатых областей проявлены гидротермальные свинцово-цинковые, молибден-урановые и флюоритовые месторождения.

На основании изучения процессов околорудного изменения вмещающих пород месторождений выделяется пять урановосных метасоматических формаций: аргиллизитов, березитов, низкотемпературных (по температурной градации, принятой для метасоматитов) натровых метасоматитов, или эйситов, низкотемпературных калиевых метасоматитов, или гумбеитов, и среднетемпературных натровых метасоматитов. Каждая формация характеризуется совокупностью петрогенетических особенностей, которые выдерживаются в пределах крупных урановосных провинций. Этот факт свидетельствует о том, что главнейшие особенности околорудных метасоматитов связаны не с локальными причинами, а обусловлены глубинными явлениями.

Аргиллизация и березитизация являются типичными процессами кислотного выщелачивания, эйситизация, гумбеитизация и среднетемпературный натровый метасоматоз — процессами щелочного метасоматоза.

По составу урановых и урансодержащих минералов руд все месторождения представляется возможным разделить на уран-торий-редкоземельные, уран-титановые, уран-циркониевые, уран-фосфорные и собственно урановые. Последние имеют наиболее важное промышленное значение и среди них выделяется восемь минеральных типов: настуран-сульфидный, настуран-карбонатный, настуран-флюоритовый, настуран-арсенидный, настуран-кварцевый, настуран-гидрослюдистый, черниево-настурановый, настуран-уранобитумный. Наиболее распространен и важен первый тип и особенно настуран-молибденитовый подтип.

Наиболее реальные значения температур и pH растворов для различных процессов следующие: аргиллизация t = 100—250° С, pH = 2—5; березитизация t = 250—330° С, pH = 3,3—5,5; эйситизация t = 220—280° С, pH = = 8—9; гумбеизация t = 280—350° С, pH = 6—8; среднетемпературный натровый метасоматоз t = 300—500° С, pH = 8—10.

По особенностям развития минералообразующего и гидротермального процессов месторождения урана отчетливо подразделяются на две группы. К первой из них относятся те, в которых после ранней стадии привноса щелочей проявлялись стадии кислотного выщелачивания. Для этих месторождений характерна только одна продуктивная урановорудная стадия. Ко второй группе принадлежат месторождения, сформированные в щелочных условиях, характеризующиеся на всем протяжении образования привносом щелочей и щелочных земель. Для таких месторождений характерно проявление двух и более продуктивных на уран стадий.

Процесс минералообразования на месторождениях первой группы укладывается в интервал температур от 400 (и, возможно, несколько выше) до 90° С. Урановорудная стадия проявилась на большинстве месторождений при температуре, близкой к 200° С. Температура образования месторождений второй группы укладывается в интервал 450—60° С.

Давление в гидротермальных растворах пока может быть оценено лишь для месторождений первой группы интервалом 700—1000 кгс/см². На отдельных месторождениях оно было несколько ниже.

По составу растворов месторождения первой группы формировались в условиях проявления хлоридно-бикарбонатного, фторидно-бикарбонатного и бикарбонатного гидротермальных процессов. Первый из них приводил к формированию березитов, сульфидных образований, второй вызывал кварц-карбонатно-гидрослюдистые изменения, третий — аргиллизацию и не сопровождался отложением сульфидов.

Специфическими чертами развития урановорудного гидротермального процесса являются: 1) изначальная обогащенность растворов углекислотой и обедненность хлор-ионом и сильными восстановителями (H_2, CH_4, H_2S и др.), 2) формирование промышленных урановорудных концентраций при воздействии сильных восстановителей и при подкислении растворов.

Отмеченные особенности гидротермального урановорудного процесса позволяют предполагать полигенный источник урана. В пределах урановосных провинций фанерозойских складчатых и мезо-кайнозойских активизированных областей обнаруживаются признаки двух основных типов источника рудного вещества — внутрикоровый, связанный с «гранитным» слоем земной коры и сопряженный с проявлением кислого и субщелочного магматизма,

и подкоровый, связанный с проявлением щелочного и щелочно-базальтоидного магматизма.

Закономерное размещение урановых и других месторождений, приуроченных к гранитоидам или липаритам в геоантиклинальных блоках, подверженных значительной и унаследованной гранитизации, связь их с кислым близким по возрасту магматизмом, вполне определенное положение в едином рудно-формационном ряду, контроль их едиными магмовыводящими глубинными разломами дают достаточно оснований предполагать эндогенный источник урана и многих других металлов. Однако только магматогенное происхождение рудного вещества в гидротермальных растворах в результате развития и консолидации магматических очагов из глубинных гранитоидных или остаточных расплавов представляется мало вероятным. Отчетливая пространственная и геохимическая связь и близкое время образования этих урановых месторождений с поздним кислым и субщелочным магматизмом и в то же время отсутствие такой зависимости для сходных по составу и возрасту месторождений, сформированных в других геологических условиях тех же самых провинций, не отображают генетическую связь с магматизмом, а свидетельствуют о едином структурном контроле и, возможно, о парагенетической связи, т. е. о происхождении магматических и постмагматических процессов под воздействием последовательно развивающихся единых подкоровых газово-тепловых потоков.

Также мало вероятен локальный внемагматический источник урана — непосредственно вмещающие или подстилающие углеродистые породы месторождений, характеризующиеся повышенным геохимическим фоном урана и с которыми пространственно связаны некоторые месторождения.

Выявленные закономерности размещения и развития урановых месторождений на территории рудных провинций, установленные связи их со специализированными участками земной коры и проявленным в их пределах кислым палингенным магматизмом показывают, что одним из основных, по-видимому, является внутрикоровый источник урана, т. е. «гранито-метаморфический» слой земной коры и залегающие на большой глубине под рудными районами и месторождениями его древние осадочно-метаморфические или гранитизированные породы. В качестве источника урана могут рассматриваться также поздние кислые и субщелочные магматические комплексы, обладающие повышенными и дифференцированными концентрациями металла, особенно его «подвижной» формы. Такие ураноносные породы после выплавления и отделения от палингенной гранитоидной магмы «сквозьмагматических» растворов могли служить главным и непосредственным источником рудного вещества эндогенных гидротермальных месторождений урана.

Изотопно-геохронологическим изучением выявлена длительная геохимическая история развития гидротермальных урановых месторождений, продолжающаяся после завершения рудоотложения. На ряде месторождений по изотопным признакам четко выявляются процессы миграции и перераспределения вещества, которые по времени оторваны от процессов рудогенеза на десятки—сотни миллионов лет.

1. *Антропов П. Я.* Перспективы поисков промышленных месторождений урана в депрессионных зонах земной коры. — «Изв. АН УССР. Сер. науки о Земле», 1969, т. 22, № 6, с. 37.
2. *Антропов П. Я.* Топливно-энергетический потенциал Земли. М., 1974. 263 с. (ВИНИТИ).
3. *Антропов П. Я., Евсеева Л. С., Полуаршинов Г. П.* Месторождения урана в осадочных породах депрессий. Докл. на XXV Междунар. геол. конгрессе. Секция 4А. 1976.
4. *Армстронг Ф. К.* Урановые месторождения будущего и порфировые месторождения. Пер. с англ. М. «Мир», 1976, с. 644—654.
5. *Арнорссон С., Кононов В. И., Поляков Б. Г.* Общие черты и геохимические особенности гидротерм Исландии. — «Геохимия», 1974, № 12, с. 1747—1766.
6. *Афанасьев Г. Д., Кондакова С. В., Цейтлин С. Г.* Радиоактивность магматических пород разнотипных формаций Кавказа в зависимости от состава и геоструктурного положения. — «Докл. ИГЕМ АН СССР», 1972, т. 205, № 4, с. 940—943.
7. *Бабенко О. П., Гнатенко Г. И., Коваль В. Б.* Особенности формирования уранового месторождения в железорудной провинции докембрия. — В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1970, с. 78—79.
8. *Балицкий В. С., Комова В. В.* Влияние физико-химических факторов на интенсивность и скорость процесса замещения микроклина альбитом. — «Геохимия», 1971, № 3, с. 332—338.
9. *Балицкий В. С., Комова В. В.* О взаимодействии натриевых щелочных кремнеземсодержащих растворов с различными породами и минералами при высоких температурах и давлениях. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 179, № 6, с. 1444—1447.
10. *Баранова Н. И.* Физико-химические условия переноса свинца в гидротермальном процессе. — В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. М., «Наука», 1971, с. 193—196.
11. *Баффем М., Кемпбелл Д., Смит Е.* Месторождение Биверлодж компании «Эльдорадо майнинг энд рифайнинг лимитед». — В кн.: Структурная геология рудных месторождений Канады. Пер. с англ. М., 1964, с. 206—219.
12. *Белевцев Я. Н.* Аспекты теории метаморфического рудообразования. — «Геохимия и рудообразование», 1972, вып. 1, с. 17—25.
13. *Белевцев Я. Н.* Метаморфогенное рудообразование в Украинском щите. — «Геол. журнал АН УССР», 1962, № 5, с. 31—48.
14. *Белевцев Я. Н.* Урановые месторождения Канады. — «Геология рудных месторождений», 1973, № 3, с. 13—27.
15. *Белевцев Я. Н., Гречишников Н. П.* Генетическая классификация докембрийских урановых месторождений. — В кн.: Проблемы метаморфогенного рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1974, с. 49.
16. *Белевцев Я. Н., Гречишников П. П.* Классификация докембрийских месторождений по генетическим признакам. — «Геол. журнал АН УССР», 1975, т. 35.
17. *Белевцев Я. Н., Гречишников Н. П., Крамор О. А.* Структурные условия образования и размещения некоторых типов урановых месторождений. — «Геология рудных месторождений», 1968, № 5, с. 3—14.
18. *Белевцев Я. Н., Коваль В. Б.* Генетическая схема урановых месторождений, связанных с натриевым метасоматизмом в кристаллических породах щитов. — «Геол. журнал АН УССР», 1968, № 3, с. 3—17.
19. *Белов В. В.* Геология и вопросы генезиса месторождений ураноносных апатитов. — В кн.: Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М., «Наука», 1968, с. 109—128.
20. *Белова Л. Н.* Зоны окисления гидротермальных месторождений урана. М., «Недра», 1975, 157 с.
21. *Белова Л. Н., Тимофеев А. В.* О вхождении U^{4+} в состав отенита. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1966, № 7, с. 39—47.
22. *Белоусов В. В.* Развитие земного шара и тектогенез. — «Сов. геология», 1960, № 10, с. 3—27.
23. *Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966. 123 с.

24. *Белоусов В. В.* Основы геотектоники. М., «Недра», 1975. 262 с.
25. *Берзина И. Г., Мельников И. В., Попенко Д. П.* Определение содержания и пространственного распределения урана во флюоритах по следам от осколков деления урана. — «Атомная энергия», 1972, т. 32, вып. 3, с. 211—215.
26. *Бескровный Н. С.* Специфика углеводородов геодинамических поясов (на примере Камчатки). — В кн.: Тезисы докладов на симпозиуме «Дегазация земли и геотектоника». М., «Наука», 1976, с. 55—57.
27. *Бетехтин А. Г.* Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 237—272.
28. *Бетехтин А. Г.* О поведении радиоактивных элементов при процессах образования эндогенных месторождений. — «Геология рудных месторождений», 1959, № 1.
29. *Билибина Т. В.* Основные черты металлогении щитов и областей их активизации. — В кн.: Проблемы региональной металлогении. 1973. с. 41—61. (ВСЕГЕИ. Труды. Нов. серия, т. 191).
30. *Билибина Т. В., Богданов Ю. В., Ожинский И. С.* Об урановом оруденении осадочно-метаморфического типа в докембрийских мраморах и скарноподобных породах. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1959, ч. 88, вып. 4, с. 369—376.
31. *Билибина Т. В., Донаков В. И., Титов В. К.* О гидротермальном урановом оруденении, связанном с щелочными интрузивными комплексами. — «Геология рудных месторождений», 1963, № 5, с. 35—54.
32. *Билибина Т. В., Титов В. К.* Основные черты металлогении раннего докембрия. — В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л. «Наука», 1974, с. 16—24.
33. *Бойцов В. Е., Дымков Ю. М.* Уран-селен-ванадиевое оруденение карбонатно-настурановых жил. — В кн.: Месторождения урана: зональность и парагенезисы. М., Атомиздат, 1970, с. 119—155.
34. *Борщевский Ю. А., Шавлов В. М., Устинов В. И.* и др. Изотопные особенности региональных щелочных метасоматитов докембрия. — «Сов. геология», 1976, № 5, с. 95—102.
35. *Велинский В. В.* Дегазация вещества верхней мантии как основной фактор магмаобразования. — «Геология и геофизика», 1970, № 1, с. 10—21.
36. *Величкин В. И.* Титан-фосфор-урановое оруденение в палеовулканических жерловых фациях пород основного состава. — В кн.: Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М. «Наука», 1968, с. 67—80.
37. *Войткевич Г. В., Лебедько Г. И.* Полезные ископаемые и металлогения докембрия. М., «Недра», 1975. 230 с.
38. *Волостных Г. Т.* Аргиллизация и оруденение. М., «Недра», 1972. 239 с.
39. *Вольфсон Ф. И.* Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Изд. 2-е (доп. и испр.). М., Госгеолтехиздат, 1962. 305 с.
40. *Вольфсон Ф. И.* Вертикальный размах оруденения гидротермальных месторождений. — В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. М., 1972, с. 232—240.
41. *Вольфсон Ф. И., Дружинин А. В.* Месторождения урана. — В кн.: Главнейшие типы рудных месторождений. М., «Недра», 1975, с. 306—327.
42. *Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И.* Особенности локализации оруденения в разных структурных элементах. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1965, № 10, с. 28—38.
43. *Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И.* Соотношения гидротермального уранового оруденения с эндогенным оруденением других металлов в пределах рудных районов и полей. — В кн.: Геология гидротермальных урановых месторождений. М. «Наука», 1966, с. 396—423.
44. *Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И., Сонюшкин Е. П.* Структурные условия формирования гидротермальных месторождений. — В кн.: Авторефераты работ с. рудников ИГЕМ за 1958—1959 гг. М., 1960, с. 32—33.
45. *Вольфсон Ф. И., Яковлев П. Д.* Структуры рудных полей и месторождений. М., «Недра», 1975. 271 с.
46. *Вопросы* геологии Австралии. Пер. с англ. М., «Мир», 1965. 285 с.
47. *Воронин Ю. А.* Геолого-экономические вопросы в теории поисков полезных ископаемых. — В кн.: Применение математических методов и ЭВМ при решении типовых геологических задач. Новосибирск, 1976, с. 84—107.
48. *Гарбузова В. Ф., Данковцев Р. Ф., Кисляков Я. М.* Условия локализации эндогенного уранового оруденения в континентальных терригенных формациях верхнего структурного этажа активизированных областей. — В кн.: Очерки по геологии и геохимии рудных месторождений. М., «Наука», 1970, с. 91—112.
49. *Геологические* и минералого-геохимические особенности урано-битумных месторождений в красноцветных толщах. — В кн.: Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых

месторождений. М., «Наука», 1968, с. 334—357. Авт.: И. Г. Ермаков, Д. И. Иванов, Г. В. Комарова и др.
50. *Геология* атомного сырья. Избр. доклады иностр. ученых на 2-й Междунар. конф. по мирному использованию атомной энергии. Изд. Глав. упр. по использованию атомной энергии при Совете Министров СССР, 1959. 520 с.
51. *Геология* гидротермальных урановых месторождений. Ред. Д. И. Щербаков. М., «Наука», 1966. 443 с.
52. *Геология* и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. Ред. Ф. И. Вольфсон. М., «Наука», 1968. 464 с.
53. *Геология* месторождений уран-молибденовой рудной формации. Ред. А. Б. Каждан. М., Атомиздат, 1966. 182 с.
54. *Геология* постмагматических ториево-редкометальных месторождений. М., Атомиздат, 1972. 395 с. Авт.: В. А. Невский, А. И. Гинзбург, П. С. Козлова и др.
55. *Гецева Р. В.* К характеристике осадочно-метаморфогенного типа уранового оруденения. — В кн.: Вопросы геологии урана. М., Атомиздат, 1957, с. 20—37.
56. *Гецева Р. В.* Некоторые данные о поведении урана при метаморфизме. — В кн.: Вопросы прикладной радиогеологии. М., Атомиздат, 1963, с. 208—227.
57. *Гецева Р. В., Дерягин А. А.* О минералого-геохимических особенностях одного из осадочно-метаморфогенных месторождений урана. — В кн.: Вопросы прикладной радиогеологии. М., Атомиздат, 1963, с. 71—93.
58. *Гзовский М. В.* Тектонофизика и проблемы происхождения магм различного химического состава. — В кн.: Проблема магмы и генезиса изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 297—318.
59. *Гидролиз* уранила в гидротермальной области. — «Геохимия», 1972, № 3, с. 297—307. Авт.: А. А. Никитин, Э. И. Сергеева и др.
60. *Глебовицкий В. А.* Фациальные серии и эволюция метаморфических поясов. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», 1971.
61. *Глуховский М. З., Павловский Е. В.* К проблеме ранних стадий развития Земли. — «Геотектоника», 1973, № 2.
62. *Горжевский Д. И., Козеренко В. Н.* Классификация типов металлогенических зон земной коры. — «Изв. Высш. учеб. завед. Геология и разведка», 1965, № 1, с.
63. *Горшков А. А., Омельяненко Б. И., Сонюшкин Е. П.* Опыт изучения условий локализации прожилково-вкрапленных урановых руд гидротермального происхождения. — «Геология рудных месторождений», 1964, № 1, с. 33—51.
64. *Готман Я. Д.* Лодочкинит — новый минерал из группы титанатов урана и тория. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1958, ч. 87, вып. 2, с. 192—200.
65. *Готман Я. Д., Зубрев И. Н.* Генетическая классификация урановых месторождений. — «Сов. геология», 1963, № 3, с. 43—56.
66. *Готман Я. Д., Полякова В. М., Мигута А. К.* О новой разновидности браннерита. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 179, № 2, с. 429—430.
67. *Грязнов О. Н., Дворников Ю. А., Душин В. А.* Зональность гидротермально измененных пород, как критерий оценки рудных проявлений. — В кн.: Геология и поиски месторождений редких и цветных металлов. 1971, с. 25—33. (Свердловск. горн. ин-т». Труды, вып. 81).
68. *Данчев В. И., Лапинская Т. А.* Месторождения радиоактивного сырья. М., «Недра», 1965. 253 с.
69. *Дворников Ю. А.* Преобразование пород трахибазальтовой формации в процессе березитизации. — В кн.: Геология и поиски месторождений редких и цветных металлов, 1975, с. 13—21. (Свердловск. горн. ин-т. Труды).
70. *Деррикс Ж. Д., Ваэс Ж. Ф.* Месторождение урана в Шинколобве. — В кн.: Геология атомных сырьевых материалов. Т. 6. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 111—149.
71. *Джоллифф А., Эвои Е.* Месторождение Гуннар. — В кн.: Структурная геология рудных месторождений Канады. М., «Мир», 1964, с. 223—228.
72. *Дмитриев Л. В., Леонова Л. Л.* Уран и торий в гранитоидах Каибского массива (Центральный Казахстан). — «Геохимия», 1962, № 8, с. 665—672.
73. *Дегазация* Земли и геотектоника. М., «Наука», 1976. 90 с. (Тез. докл. симпозиума, апрель 1976 г.).
74. *Доломанова Е. И., Берзина И. Г.* Урароносность касситерита. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 175, № 1, с. 171—174.
75. *Домарев В. С.* Геология урановых месторождений капиталистических стран. М., Госгеолтехиздат, 1956. 271 с.
76. *Домарев В. С.* Закономерности распределения урановых месторождений на щитах. — В кн.: Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон. Киев, 1960, с. 60—70.

77. *Дымков Ю. М.* Урановая минерализация Рудных гор. М., Атомиздат, 1960. 100 с.
78. *Дымков Ю. М.* Фазовые превращения в синтетических и природных окислах урана. — В кн.: Вопросы прикладной радиогеологии. М., Атомиздат, 1967, вып. 2.
79. *Дымков Ю. М.* Природа урановой смоляной руды. М., Атомиздат, 1973. 240 с.
80. *Евстрахин В. А.* Размещение месторождений урана и олова в основных геотектонических структурах и эволюция рудогенеза. — «Сов. геология», 1975, № 1, с. 41—49.
81. *Егоров Ю. П., Сухинин А. И.* Некоторые закономерности формирования и размещения метасоматических месторождений урана в докембрии. — «Геол. журнал АН УССР», 1969, № 2, с. 49—57.
82. *Елизаров Ю. З., Забродин В. Е., Чинов Б. М.* Докембрий Африки и Аравии (структурно-вещественные комплексы). — В кн.: Австралия, Африка. Докембрий континентов. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 108—196.
83. *Ермолаев Н. П., Величкин В. И., Аверина А. С.* Геохимические особенности гранитизации в Рудных горах. — «Геохимия», 1976, № 5, с. 696—707.
84. *Ершов А. Д.* О связи месторождений никель-кобальт-золото(серебро)-висмут-урановой (пятиметальной) формации с тектонической активизацией. — «Геология рудных месторождений», 1974, № 5, с. 86—89.
85. *Ершов А. Д.* Эволюция условий образования и вещественного состава руд гидротермальных месторождений урана в ходе развития земной коры. — «Сов. геология», 1976, № 8, с. 38—47.
86. *Жариков В. А., Омельяненко Б. И.* Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. — В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях. М., «Недра», 1965, с. 119—194.
87. *Жаркова О. В., Тананаева Г. А.* Флюорит-смолковое оруденение в грейзенах. — В кн.: Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М., «Наука», 1968, с. 292—301.
88. *Жукова В. И.* Новые данные о гипогенных силикатах урана. — В кн.: Вопросы прикладной геологии. М., Атомиздат, 1967, с. 40—59.
89. *Жукова В. И.* Минералогия и первичная зональность гидротермально-метасоматического месторождения урана в железорудной провинции докембрия. — В кн.: Месторождения урана: зональность и парагенезис. М., Атомиздат, 1970, с. 5—34.
90. *Заварзин А. В.* Об условиях нахождения браннерита в кварц-пирит-серицитовых метасоматических телах. — «Геология рудных месторождений», 1961, № 6, с. 54—58.
91. *Запорожец А. А., Калачев В. С., Толкунов А. Е.* Некоторые закономерности размещения уранового оруденения в субвулканических интрузивах. — В кн.: Очерки по геологии и геохимии рудных месторождений. М., «Наука», 1970, с. 155—166.
92. *Захаров Е. Е., Константинов Р. М., Макеева И. Т.* Рудные месторождения. Т. 5. Новые данные по металлогении древних платформ. 1975, 207 с. (ВИНИТИ. Труды. Итоги науки и техники).
93. *Зачернюк А. П., Кац Б. С., Хорошилов Л. В.* Особенности строения урановых месторождений, ассоциированных с субвулканическими телами порфиритового состава. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 7, с. 31—39.
94. *Зубрев И. Н., Алабужин Б. В.* Классификация урановых месторождений. — «Сов. геология», 1974, № 9, с. 3—13.
95. *Иванов И. П.* О природе «альбитизирующих растворов». — В кн.: Эксперимент исследования в области глубинных процессов. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 92—104.
96. *Иванов И. П., Беляевская О. Н., Потехин В. Ю.* Уточненная диаграмма равновесий гидролиза и гидратации в открытой мультисистеме: $KCl—HCl—Al_2O_3—SiO_2—H_2O$ при $p = 1000$ кгс/см². — «Докл. АН СССР», 1974, т. 219, № 3, с. 715—717.
97. *Изотопный* состав свинца и некоторые вопросы генезиса браннеритовых руд. — В кн.: Вопросы прикладной радиогеологии, вып. 2. М., Атомиздат, 1967, с. 368—379. Авт.: А. И. Тугаринов, Г. Е. Ордынец, Д. Я. Суражский и др.
98. *Ирдли А.* Структурная геология Северной Америки. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1954. 605 с.
99. *Кавака Р.* Поиски урана в Португалии. Материалы Междунар. конф. по мирному использованию атомной энергии. (Женева, 1956). Т. 6. Пер. с англ. М., 1958, с. 214—220.
100. *Каждан А. Б.* Особенности геологического строения урановых районов в складчатых областях. — В кн.: Геология месторождений уран-молибденовой рудной формации. М., Атомиздат, 1966, с. 5—18.
101. *Каждан А. Б.* Месторождения молибден-урановой рудной формации. — В кн.: Вопросы прикладной радиогеологии. Вып. 2. М., Атомиздат, 1967, с. 287—325.

102. *Казаков В. С., Кузьменко А. В., Руткевич И. С.* Условия локализации урапоносных альбититов в зоне крупных разломов нижнего структурного этажа. — В кн.: Геология и вопросы генезиса урановых месторождений. М., «Наука», 1968, с. 29—42.
103. *Казанский В. И.* О внутреннем строении архейских разломов Центрально-Алданского района. — «Геология рудных месторождений», 1956, т. 7, № 2, с. 63—79.
104. *Казанский В. И.* Дислокационный метаморфизм и эндогенное рудообразование в разломах кристаллического фундамента. — В кн.: Минеральные месторождения. М., «Наука», 1972, с. 63—73.
105. *Казанский В. И.* Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., «Недра», 1972. 240 с.
106. *Казанский В. И.* Металлогения докембрия. — «Природа», 1973, № 1, с. 6—7.
107. *Казанский В. И., Лаверов Н. П.* Месторождения урана. — В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 2. М., «Наука», 1974, с. 319—387.
108. *Казанский В. И., Лаверов Н. П., Тугаринов А. И.* Источники рудного вещества эндогенных урановых месторождений. — «Геология рудных месторождений», 1975, № 4, с. 53—67.
109. *Казанский В. И., Омельяненко Б. И., Прохоров К. В.* О вертикальной зональности урапоносных натровых метасоматитов. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., «Наука», 1974, с. 92—100.
110. *Калъковский Б., Петров П. П.* Вверху температурата на рудообразуване вн находищата по разлома Спопука-Майков, Чукар, Маданско. — «Годишн. Софискогота университета. Геол. географ. факультет», 1972, вып. 64, № 1.
111. *Калюжный В. А.* К результатам определения pH растворов жидких включений. — «Геохимия», 1957, № 1, с. 77—79.
112. *Каляев Г. И., Комаров А. Н.* Структурное положение месторождений урана в докембрийских натриевых метасоматитах. — В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. Тезисы докладов. Киев, «Наукова думка», 1974, с. 99—100.
113. *Карпова Е. Д.* Сводово-глыбовые области и их металлогения. — В кн.: Проблемы региональной металлогении и эндогенного минералообразования. 1968, с. 224—250. (ВСЕГЕИ. Труды. Т. 155).
114. *Карпова Е. Д., Смыслов А. А., Шувалов Ю. М.* Фанерозойский глыбовый тектогенез и рудообразование. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 11. М., «Наука», 1975, с. 26—41.
115. *Карпова Е. Д., Шехтман П. А.* Гидротермальные урановые месторождения Богемского массива и Рудных гор. — В кн.: Проблемы геологии на XXIII сессии Междунар. геол. конгресса. М., «Недра», 1971, с. 300—313.
116. *Картер Е. К., Брукс Дж. Х.* Докембрий северо-западного Квинсленда. — В кн.: Вопросы геологии Австралии. Пер. с англ. М., «Мир», 1965, с. 128—200.
117. *Катанзаро Э. Дж.* Интерпретация возрастов циркона. — В кн.: Радиометрическое датирование. М., «Атомиздат, 1973, с. 170—192.
118. *Кемпбелл Д.* Месторождение Порт-Радий. — В кн.: Структурная геология рудных месторождений Канады. Пер. с англ. М., «Мир», 1964, с. 171—178.
119. *Керр П. Ф.* Урановые месторождения района Мэрисвейл, штат Юта. — В кн.: Рудные месторождения США. Пер. с англ. М., «Мир», 1973, с. 529—546.
120. *Кинг Ф.* Тектоника Северной Америки. Пер. с англ. М., «Мир», 1972. 270 с.
121. *К изучению* тонкодисперсных урано-титановых минералов из альбититов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 1, Авт.: Е. В. Копченова, А. С. Авдошин, Г. А. Сидоренко, Б. П. Быков.
122. *Киркинский В. А., Макаров Е. С.* Форма нахождения свинца в уранинитах и настуранах по экспериментальным данным. — В кн.: Проблемы геохимии. М., «Наука», 1965, с. 463—472.
123. *Киселев В. Я.* Структурные условия локализации кремнисто-смолкового оруденения в гранитах. — В кн.: Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М., «Наука», 1968, с. 129—141.
124. *Киссин И. Г., Пахомов С. И.* О миграции рассеянных органических веществ из осадочных пород в водные растворы при повышенных температурах. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 9, с. 134—143.
125. *Коваль В. Б., Самсонов В. А., Годованная И. Н.* Растворимость урана и редкоземельных элементов в гидротермальных растворах карбонат-фосфат-фторидного состава. — В кн.: Эксперимент в минералогии и петрографии. М., «Наука», 1975, с. 210—215.
126. *Козлова П. С.* Закономерности распределения микроэлементов в интрузивных породах юго-западного склона Чаткальского хребта (Средняя Азия). — «Труды ИГЕМ АН СССР», 1960, вып. 27, с. 106—124.

127. *Колотухина С. Е., Клановская Л. И., Пазилова В. И.* Некоторые закономерности размещения месторождений редких элементов Австралии. — «Материалы ИМГРЭ», 1972, вып. 5, с. 33—35.
128. *Колотухина С. Е., Клановская Л. И., Рожанец А. В.* Геология и экономика месторождений редких элементов Австралии. М., «Наука», 1974. 269 с. (ИМГРЭ).
129. *Комлев Л. В., Шац М. М., Андерсон Е. Б.* К вопросу о датировании некоторых редкоземельных месторождений изохронным свинцово-свинцовым методом. — В кн.: Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород. М., «Наука», 1976, с. 35—39.
130. *Константинов М. М., Куликова Е. Я.* Урановые провинции. М., Атомиздат, 1960. 304 с.
131. *Коржинский Д. С.* Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 332—452.
132. *Коржинский Д. С.* Режим кислотности послемагматических растворов. «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1957, № 12, с. 3—12.
133. *Коржинский Д. С.* Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1963, № 3, с. 54—62.
134. *Коржинский Д. С.* Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., «Наука», 1968, с. 69—74. (Докл. сов. геологов на XXIII сессии междунар. геол. конгресса).
135. *Коржинский Д. С.* Проблемы метасоматических процессов. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970, с. 14—21.
136. *Корничук И., Буртик Т.* Литолого-фациальные условия локализации урановых рудопроявлений в пермских отложениях в Социалистической Республике Румыния. — В кн.: Образование месторождений урана. М., «Мир», 1976, с. 355—369.
137. *Королев А. В.* Эндогенные рудообразования в развитии Земли. — «Труды Среднеаз. политехн. ин-та, 1959, сб. 2.
138. *Косяков В. В.* Условия локализации гидротермального уран-молибденового оруденения в палеовулканах верхнего яруса геосинклинального этажа. — В кн.: Очерки по геологии и геохимии рудных месторождений. М., «Наука», 1970, с. 113—128.
139. *Котляр В. Н.* Экструзивы, эффузивы и оруденение. — «Изв. Высш. учеб. завед. Геология и разведка», 1960, № 9, с. 60—82.
140. *Котляр В. Н.* Геология и генетические типы промышленных месторождений урана. М., Госгеолтехиздат, 1961. 238 с.
141. *Котляр В. Н.* Об особенностях месторождений, связанных с вулканическими жерлами. — «Разведка и охрана недр», 1961, № 8, с. 1—3.
142. *Котляр В. Н.* О новых формах связи оруденения с магматизмом и о возможности открытия малораспространенных типов месторождений. — «Изв. Высш. учеб. завед. Геология и разведка», 1963, № 6, с. 77—84.
143. *Котляр В. Н.* Типы месторождений, связанные с палеовулканизмом. — В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., «Недра», 1965, с. 7—29.
144. *Котляр В. Н.* Рудные фации в магматических комплексах. Докл. сов. геологов на XXIII сессии Междунар. геол. конгресса. Проблема 7. «Эндогенные рудные месторождения», М., «Наука», 1968, с. 245—250.
145. *Котляр В. Н., Баюшкин И. М., Данчев В. И.* Месторождения радиоактивных и редких металлов. М., Атомиздат, 1973. 336 с.
146. *Котов Е. И.* Зональность оруденения в некоторых смолково-молибденовых месторождениях, приуроченных к субвулканическим интрузивам. — В кн.: Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М., «Наука», 1968, с. 302—308.
147. *Кравцов А. И.* Геохимия природных газов современного вулканизма зон глубинных разломов. — В кн.: Тезисы докладов на IV Всесоюз. вулканологическом совещании. Владивосток, 1974, с. 114—115.
148. *Красников В. И.* Рациональные поиски рудных месторождений. М., 1959, с. 12—14.
149. *Красников В. И.* Геологические предпосылки поисков месторождений урана. М., Атомиздат, 1964.
150. *Кратц К. О., Дедеев В. А.* Тектоническая карта фундамента территории СССР. — «Вестн. АН СССР», 1970, № 7, с. 26—29.
151. *Кратц К. О., Глебовицкий В. А.* Эволюция метаморфических поясов и их роль в формировании фундамента древних платформ. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., «Наука», 1973, с. 3—20.

152. *Крейтер В. М.* Структуры рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1956. 276 с.
153. *Крупенников В. А.* Закономерности размещения урановых руд на месторождениях, залегающих среди углисто-кремнистых сланцев и известняков. — «Геология рудных месторождений», 1969, № 4, с. 74—87.
154. *Крупенников В. А.* Роль физико-механических свойств ультраметаморфических пород кристаллического фундамента в литологическом контроле урановосных альбититов. — В кн.: Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М., «Наука», 1973, с. 181—186.
155. *Крупенников В. А.* Высокотемпературные урановосные калиевые метасоматиты (микроклиниты) в пегматоидных гранитах и мигматитах докембрия. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1976, с. 58—60. (Тез. докл. на IV Всесоюз. конф).
156. *Крупенников В. А.* Гидротермальные месторождения древних платформ. — В кн.: Месторождения урана и редких металлов. М., Атомиздат, 1976, с. 24—51.
157. *Крупенников В. А., Кашпор А. А., Лихоманов А. Г.* Особенности локализации уранового оруденения в крупных разломах кристаллического фундамента. — В кн.: Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М., «Наука», 1968, с. 15—28.
158. *Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 468 с.
159. *Кузнецов Ю. А., Изох Э. П.* Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмаобразования. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. Новосибирск, 1969, с. 7—20.
160. *Куликова Н. Н.* Геохимия газов золоторудных месторождений Забайкалья. М., «Наука», 1972. 130 с.
161. *Курс* месторождений полезных ископаемых. Ред. П. М. Татаринов и А. Г. Бетехтин. М., «Недра», 1964. 590 с.
162. *Кушев В. Г.* Щелочные метасоматиты докембрия. Л., «Недра», 1972. 189 с.
163. *Кушнарев И. П.* Глубина формирования эндогенных месторождений Кураминской структурно-фациальной зоны и роль эрозионного среза в их размещении. — «Геология рудных месторождений», 1961, № 6, с. 3—26.
164. *Лаверов Н. П.* Условия формирования гидротермальных месторождений в континентальных вулканических поясах. — В кн.: Минеральные месторождения. М., «Наука», 1972, с. 34—45.
165. *Лаверов Н. П., Козырев В. Н., Хорошилов Л. В.* Некоторые особенности геологии гидротермальных урановых месторождений, приуроченных к экструзивам. — «Геология рудных месторождений», 1964, № 6, с. 38—53.
166. *Лаверов Н. П., Рыбалов Б. Л., Хорошилов Л. В.* Геологическая структура урановых гидротермальных месторождений, приуроченных к жерловым фациям эффузивов и субвулканическим интрузивам. — «Труды ИГЕМ АН СССР», 1962, вып. 2, с. 116—135.
167. *Лаверов Н. П., Чернышев И. В.* Временная связь урановых месторождений с континентальным вулканизмом. — В кн.: Геохронология и вопросы рудообразования. М., «Наука», 1977.
168. *Ларсен Е. С., Фейер Ж.* Распределение урана и тория в интрузивных породах. — В кн.: Ядерная геология. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1956, с. 104—122.
169. *Лаффит П.* Металлогения Франции. Пер. с франц. — «Вестн. МГУ. Геология», 1969, № 1, с. 26—48.
170. *Лебедев-Зиновьев А. А., Модников И. С.* Влияние морфологии и внутренней структуры вулканических аппаратов на локализацию уран-молибденового оруденения. — «Изв. Высш. учеб. завед. Геология и разведка», 1971, № 5, с. 58—64.
171. *Левин В. Н., Белова Л. Н.* Необычные минеральные ассоциации в зоне окисления бессульфидного уранового месторождения. — «Атомная энергия», 1976, т. 40, с. 177—178.
172. *Лебедев В. И.* О причинах окисления урана в уранинитах. — «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1959, вып. 6, с. 667—671.
173. *Леонова Л. Л., Таусон Л. В.* Распределение урана по минералам каледонских гранитоидов Сусамырского батолита (Центральный Тянь-Шань). — «Геохимия», 1958, № 7, с. 650—659.
174. *Летников Ф. А.* Гранитоиды глыбовых областей. Автореф. докт. дис. Иркутск, 1972. 121 с.
175. *Лисицин А. К.* Гидрогеология рудообразования. М., «Недра», 1975. 248 с.
176. *Лисицина Г. А., Омельяненко Б. И., Раудонис П. А.* Низкотемпературные кварц-альбитовые изменения пород вблизи урановых рудных тел. — «Геология рудных месторождений», 1963, № 1, с. 7—16.
177. *Лукин Л. И., Сонюшкин Е. П.* Структуры гидротермальных урановых месторождений и некоторые вопросы их изучения. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1958, № 3, с. 3—15.

178. *Лутц Б. Г.* Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., «Наука», 1975. 167 с.
179. *Магакьян И. Г.* Металлогения. М., «Недра», 1974. 281 с.
180. *Магматизм* и (урано-молибденовое) оруденение одного из районов палеовулканизма. — «Изв. Высш. учеб. завед. Геология и разведка», 1966, № 11, с. 76—85. Авт.: Н. Н. Соловьев, В. Н. Тютин, Б. П. Власов и др.
181. *Магницкий В. А.* Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965.
182. *Малинин С. Д.* Физико-химическая характеристика углекислых гидротерм. В кн.: Геохимические исследования в области повышенных давлений и температур. М., «Наука», 1965, с. 40—95.
183. *Маракушев А. А.* Петрология метаморфических горных пород. М., Изд-во МГУ, 1973. 321 с.
184. *Мартисон К., Велин Э.* Урановая минерализация в железных рудах Центральной Швеции. Пер. с англ. М., Атомиздат, 1959, с. 361—366.
185. *Матвеевская А. Л.* Западная Европа. Докембрий континентов. Новосибирск, «Наука», 1975. 85 с.
186. *Маццо С.* О происхождении вулканических газов. — В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. Пер. с англ. М., «Мир», 1965, стр. 61—77.
187. *Мезон Б.* Окисление и восстановление в геохимии. — В кн.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. М.—Л., Гостехиздат, 1947. 272 с., Перевод с английского.
188. *Мейер Дж., Мейнс А., Потчет Дж.* Происхождение и возраст урановых месторождений Блайнд-Ривер (по изотопным данным). — В кн.: Изотопы свинца в рудных месторождениях. М., Атомиздат, 1969, с. 291—298.
189. *Мелков В. Г., Пухальский Л. Ч.* Поиски месторождений урана. М., Госгеолтехиздат, 1957. 219 с.
190. *Мелков В. Г., Сергеева А. М.* Некоторые данные о коффините. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1962, ч. 91, с. 125—135.
191. *Мельников И. В.* Некоторые минералого-геохимические особенности процесса формирования месторождений урановой смолки среднего структурного этажа. — В кн.: Геология гидротермальных урановых месторождений. М., «Наука», 1966, с. 368—395.
192. *Мельников И. В., Берзина И. Г.* Некоторые особенности поведения урана при формировании уран-молибденовых месторождений. — «Атомная энергия», 1973, т. 35, вып. 1, с. 3—9.
193. *Меняйлов И. А.* Состав вулканических газов на различных этапах вулканической активности. — В кн.: Тезисы докладов на IV Всесоюз. вулканологическом совещании. Владивосток, 1974, с. 115.
194. *Миллер Д., Калп Дж.* Изотопные данные о происхождении урановых руд плато Колорадо. — В кн.: Изотопы свинца в рудных месторождениях. М., Атомиздат, 1969, с. 320—344.
195. *Минеральный* состав, структурно-текстурные особенности и стадии минерализации уранового оруденения в натриевых метасоматитах. — «Геол. журнал АН УССР», 1971, т. 31, вып. 1, с. 121—131. Авт.: Н. П. Гречишников, Ф. И. Ракович, В. А. Зинченко и др.
196. *Минералого-геохимические* особенности формирования некоторых малосернистых месторождений урана. — В кн.: Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М., «Наука», 1968, с. 388—420. Авт.: И. В. Мельников, И. В. Дуброва, М. С. Климова и др.
197. *Мирчинк Г. Ф.* Основные закономерности развития Земного шара. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1940, № 8, с. 18—23.
198. *Митрофанов Ф. П., Кравцова Е. И., Мануйлова М. М.* Раннедокембрийские гранитоидные формации. Л.», «Наука», 1974. 292 с.
199. *Модников И. С., Лебедев-Зиновьев А. А.* Взаимоотношение даек и уран-молибденового оруденения на некоторых месторождениях, локализованных в вулканических аппаратах. — «Геология рудных месторождений», 1969, т. 2, № 5, с. 91—97.
200. *Модников И. С., Скворцова К. В.* О вертикальной зональности молибден-урановых месторождений. — «Геология рудных месторождений», 1974, т. 16, № 2, с. 51—59.
201. *Моторина З. С., Волков В. И.* Геохимия урана в магматическом и постмагматическом процессах. — В кн.: Вопросы прикладной радиогеологии. М., Атомиздат, 1963, с. 194—207.
202. *Мухин Л. М., Пономарев В. В.* О возможности синтеза аминокислот в гидротермальных и вулканических процессах. — В кн.: Тезисы докладов на IV Всесоюз. вулканологическом совещании. Владивосток, 1974, с. 133—134.

203. *Набоко С. И.* Вулканические эксгаляции и продукты их реакции. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1959. 303 с. (Лабор. вулканологии. Труды. Вып. 16).
204. *Нагибина М. С., Хаин В. Е.* Типы структур тектоно-магматической активизации и закономерности их развития. — В кн.: Металлогения областей тектоно-магматической активизации. (Тез. докл. VII Всесоюз. металлоген. совещ.). Иркутск, 1973. с. 46—47.
205. *Нагибина М. С., Хаин В. Е., Яншин А. Л.* Типы структур тектоно-магматической активизации и закономерности их развития. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 2, М., «Наука», 1975, с. 41—55.
206. *Наумов Г. Б.* К вопросу о карбонатной форме переноса урана в гидротермальных растворах. — «Геохимия», 1959, № 1, с. 6—19.
207. *Наумов Г. Б., Дорофеева В. А.* Химическая природа эволюции и кислотности эндогенных растворов. — «Геохимия», 1975, № 2, с. 248—258.
208. *Наумов Г. Б., Рыженко Б. Н., Ходаковский И. Л.* Справочник термодинамических величин. М., Атомиздат, 1971. 239 с.
209. *Наумов Г. Б., Ходаковский И. Л.* Термодинамический анализ факторов образования минералов в гидротермальных месторождениях. — В кн.: II междунар. геохим. конгресс. Т. 2. Гидротермальные процессы. М., Изд. Ин-та геохимии и аналитич. химии АН СССР, 1973, с. 20—32.
210. *Невский В. А., Лаверов Н. П., Толкунов А. Е.* Структурно-геологические особенности урановых месторождений в кальдерах проседания. — «Атомная энергия», 1976, т. 40, вып. 2, с. 155—161.
211. *Нейерберг Дж. И.* Уран в изверженных породах США. — В кн.: Геология атомных сырьевых материалов. М., Госгеолтехиздат, 1956, с. 73—94.
212. *Некоторые* вопросы формирования гидротермальных урановых месторождений. — «Изв. Высш. учеб. завед. Геология и разведка, 1961, № 9, с. 12—24. Авт. Ф. И. Вольфсон, И. П. Кушнарев, Л. И. Лукин и др.
213. *Некоторые* данные о влиянии повышенных температур на переход органических веществ из горных пород в водные растворы. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 189, № 5, с. 1103—1106. Авт.: И. Г. Киссин, Е. А. Барс, С. С. Коган и др.
214. *Некоторые* особенности геологии уран-молибденовых месторождений, приуроченных к субвулканическим интрузивам кислых пород. — «Геология рудных месторождений», 1965, № 6, с. 34—48. Авт.: Н. П. Лаверов, А. А. Запорожец, А. В. Канцель и др.
215. *Никитин А. А., Сергеева Э. И., Ходаковский И. Л.* Гидролиз уранила в гидротермальной области. — «Геохимия», 1972, № 3, с. 297—307.
216. *Никольский А. П.* Натриевые гидротермальные метасоматиты юго-западной части Русской платформы. — «Геол. журнал АН УССР», 1973, т. 33, вып. 2, с. 34—44.
217. *Нир А. О.* Изотопный состав радиогенных свинцов и измерение геологического времени. — В кн.: Изотопы в геологии. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1954.
218. *Ниту Ж.* Тектоно-магматические условия формирования урановых месторождений Румынии. — В кн.: Образование месторождений урана. Пер. с франц. М., «Мир», 1976, с. 699—713.
219. *Об изменениях* браннеритовой минерализации в гидротермальных рудопроявлениях. — «Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 6, с. 89—92. Авт.: Я. Д. Готман, В. М. Полякова, А. К. Мигута и др.
220. *Общие* закономерности локализации уранового оруденения и основные типы структур гидротермальных урановых месторождений. — В кн.: Труды II Междунар. конф. по мирному использованию атомной энергии (Женева, 1958 г.). М., Атомиздат, 1959, с. 85—100. Авт.: И. П. Кушнарев, Л. И.Лукин, Б. Л. Рыбалов и др.
221. *О влиянии* пологих разрывов на локализацию урановых руд в субвулканических интрузивах липаритов. — «Сов. геология», 1975, № 11, с. 128—131. Авт.: А. А. Запорожец, А. В. Канцель, Н. Б. Орловский и др.
222. *Овчинников Л. Н.* Прогнозная оценка мировых запасов металлов в месторождениях суши. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 196, № 3.
223. *О закономерностях* структурной и вещественной зональности на жильных золоторудных и оловорудных месторождениях. — В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. Якутск, 1969. Авт.: В. Н. Акчурина, В. А. Булынников, П. Ф. Иванкин и др.
224. *Омельяненко Б. И.* Околорудные изменения вмещающих пород на гидротермальных урановых месторождениях. — В кн.: Геология гидротермальных урановых месторождений. М., «Наука», 1966, с. 275—322.
225. *Омельяненко Б. И.* К вопросу о формациях и фациях низкотемпературных околорудных метасоматитов. — В кн.: Труды I Междунар. геохим. конгресса. Т. 3, кн. 1. М., 1972, с. 393—418.

226. *Омельяненко Б. И., Лисицына Г. А., Наумов С. С.* О формационной самостоятельности низкотемпературных натриевых метасоматитов (эйситов). — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., «Наука», 1974, с. 160—171.
227. *Омельяненко Б. И., Масягутов Б. А.* Березитизация пород вблизи урановых рудных тел. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 10, с. 95—109.
228. *О метасоматических* урановых месторождениях Чешского массива. — «Геология рудных месторождений», 1975, № 6, с. 42—52. Авт.: М. Долежел, В. С. Егоров, А. В. Заварзин и др.
229. *Определение* абсолютного возраста пород и руд Саксо-Тюрингской рудной провинции. — «Геохимия», 1958, № 6, с. 612. Авт.: А. П. Виноградов, А. И. Тугаринов, В. В. Житова и др.
230. *Основные* черты геологии гидротермальных урановых рудных полей и месторождений. — В кн.: Геология гидротермальных урановых месторождений. М., «Недра», 1966, с. 147—215.Авт.: Ф. И. Вольфсон, В. И. Казанский, Н. П. Лаверов и др.
231. *Основные* черты геохимии урана. Ред. А. П. Виноградов. М., «Наука», 1963. 352 с.
232. *Основные* черты тектоники докембрия континентов. — В кн.: Геология докембрия. Л., «Наука», 1974, с. 60—68. Авт.: Ю. А. Косыгин, А. К. Башарин, И. А. Берзин, Я. Б. Борукаев и др.
233. *Основные* этапы формирования складчатой структуры земной коры в докембрии. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., «Наука», 1973, с. 104—109. Авт.: К. О. Крац, В. А. Дедеев, Ф. П. Митрофанов и др.
234. *О структурных* и петрологических условиях образования урановосных альбититов. — «Геология рудных месторождений», 1968, № 1, с. 3—16. Авт.: В. И. Казанский, В. А. Крупенников, Б. И. Омельяненко и др.
235. *О структурном* контроле урановых месторождений, залегающих в слабо дислоцированных осадочных толщах. — В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., «Наука», 1966, с. 107—128. Авт.: Я. М. Кисляков, В. Е. Вишняков, В. А. Головин, Д. Г. Латышев.
236. *Павловский Е. В.* О некоторых общих закономерностях развития земной коры. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1975, № 5, с. 18—31.
237. *Павшуков В. В., Комлев Л. В., Андерсон Е. Б.* О состоянии уран-свинцовой системы в урановых рудах (по данным рентгеновского микрозондового анализа). — «Геохимия», 1975, № 4, с. 603—613.
238. *Пельменев М. Д.* Структурно-геологические позиции урановых месторождений в слоистых толщах верхнего структурного этажа. — В кн.: Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М., «Наука», 1968, с. 358—372.
239. *Первичная* зональность минерализации и ее связь со структурными элементами. — В кн.: Месторождения урана: зональность и парагенезисы. М., Атомиздат, 1970, с. 93—119. Авт.: А. В. Заварзин, И. Коминек, В. И. Малышев и др.
240. *Перельман А. И.* Технофильность урана. — В кн.: Очерки геохимии отдельных элементов. М., «Наука», 1965, с. 189—194.
241. *Перец Н. А., Былинская Л. В.* Некоторые особенности уран-цирконневой парагенетической ассоциации. — «Геология рудных месторождений», 1969, № 4, с. 59—66.
242. *Перчук Л. Л.* Равновесия породообразующих минералов. М., «Наука», 1970. 391 с.
243. *Перчук Л. Л., Маракушев А. А.* Проблемы состава и происхождения ювенильных флюидов. — В кн.: Тезисы докладов на симпозиуме «Дегазация земли и геотектоника». М., «Наука», 1976, с. 28—30.
244. *Петров Р. П., Карпенко В. С., Мещерский Ю. А.* О месторождениях урана в железорудных формациях докембрия. М., Атомиздат. 1969. 71 с.
245. *Поведение* урана в процессе околорудного изменения пород. — «Геология рудных месторождений», 1973, № 1, с. 60—65. Авт.: Б. И. Омельяненко, Г. Т. Россман, Е. И. Железнова, О. П. Елисеева.
246. *Попова М. Я., Ходаковский И. Л., Озерова Н. А.* Экспериментальное определение термодинамических свойств гидроксо- и гидроксофторидных комплексов сурьмы при температурах до 200° С. — «Геохимия», 1975, № 6, с. 835—843.
247. *Равновесия* в системе MoO_2—H_2O в интервале температур 250—300° С. — «Геохимия», 1975, № 2, с. 234—247. Авт.: Г. Ф. Иванова, Н. И. Левкина, Л. А. Нестерова и др.
248. *Рамдор П.* Рудные минералы и их строение. Пер. с нем. М., Изд-во Иностр. лит., 1968, с. 994—995.
249. *Рассел Р., Фаркуар Р.* Изотопы свинца в геологии. М., Изд-во иностр. лит., 1962. 281 с.
250. *Рафальский Р. П.* Физико-химические исследования образования урановых руд. М., Госгеолтехиздат, 1963. 148 с.
251. *Рафальский Р. П.* Гидротермальные равновесия и процессы минералообразования. М., Атомиздат, 1973. 288 с.

252. *Рехарский В. И.* О возможности переотложения сульфидов в гипогенных условиях. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1957, № 9, с. 44—48.
253. *Рехарский В. И.* О поведении урановой смолки при воздействии фторсодержащих гидротермальных растворов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1960, № 1, с. 92—97.
254. *Рехарский В. И.* Особенности распределения молибдена, урана, меди и других элементов в породах на примере юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1965, № 1, с. 44—66.
255. *Рехарский В. И., Крутецкая О. В., Дуброва И. В.* Переотложение молибдена и урана гидротермальными бикарбонатными растворами. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1959, № 4, с. 103—110.
256. *Робертс У. М.* Минералогия и генезис рудного тела Уайт на урановом месторождении Рам-Джангл, Австралия. — В кн.: Вопросы геологии Австралии. Пер. с англ. М., «Мир», 1965, с. 229—250.
257. *Рубо М.* Урановые месторождения Франции и ее владений. — В кн.: Материалы Междунар. конф. по мирному использованию атомной энергии. (Женева, 1955). Т. 6. М., Госгеолтехиздат, 1958. Пер. с франц. с. 178—188.
258. *Рудник В. А., Беляев Г. М., Терентьев В. М.* Закономерности формирования кварц-полевошпатовых метасоматитов зон региональных разломов. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970, с. 261—274.
259. *Рыбалов Б. Л.* Структурные особенности и вопросы генезиса урановых месторождений, залегающих в черных сланцах и карбонатных породах. — «Геология рудных месторождений», 1965, т. 7, № 2, с. 3—24.
260. *Рыженко Б. Н.* Ионные равновесия в условиях гидротермального процесса. — В кн.: Геохимические исследования в области повышенных давлений и температур. М., «Наука», 1965, с. 96—120.
261. *Салоп Л. И.* Проблема создания единой стратиграфической шкалы докембрия. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, Новая сер.», 1968, т. 143, с. 73—80.
262. *Салоп Л. И.* Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1971, т. 46, вып. 4, с. 5—30.
263. *Салоп Л. И.* Некоторые геологические аспекты проблемы золото-урановосных конгломератов докембрия. — «Труды ВСЕГЕИ», 1972, т. 178, с. 150—174.
264. *Салоп Л. И.* Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., «Недра», 1973. 308 с.
265. *Сапрыкина Т. В.* О распределении урана в породах Ловозерского щелочного массива. — «Геохимия», 1959, № 5, с. 463—467.
266. *Сарсия Ж. А.* Урановая провинция Северного Лимузена. Три главных месторождения. — Доклады на II Междунар. конф. по мирному использованию атомной энергии. Франция, P/1243, Женева. М., Изд. ВИМС, 1958, с. 9—34.
267. *Сауков А. А.* Геохимия. М., «Наука», 1975. 480 с.
268. *Свириденко В. Т.* Формация гранитов рапакиви западной части Алданского щита. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1975, № 9, с. 25—39.
269. *Сельцов Б. М.* Особенности локализации уран-молибденового оруденения в куполовидных палеовулканах. — В кн.: Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М., «Наука», 1968, с. 190—206.
270. *Семененко Н. П.* Межконтинентальная корреляция докембрия. — В кн.: Геохронология докембрия. М., «Наука», 1970, с. 5—22.
271. *Семенов А. И.* Некоторые вопросы металлогении урана. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 110—135.
272. *Семенов А. И.* Металлогения вулканогенных формаций. — В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 17—18.
273. *Сергеева Э. Л., Ходаковский И. Л.* Физико-химические условия образования самородного мышьяка в гидротермальных месторождениях. — «Геохимия», 1969, № 7, с. 846—859.
274. *Синицин Н. М.* Строение и развитие Китайской платформы. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1948, № 6, с. 97—104.
275. *Скворцова К. В., Сидоренко Г. А., Дара А. Д.* Фемолит — новый сульфид молибдена. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1964, ч. 93, вып. 4, с. 439—444.
276. *Смирнов В. И.* Металлогения урана. — В кн.: Вопросы прикладной радиогеологии. М., Атомиздат, 1963, с. 10—51.
277. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1969. 687 с.
278. *Смирнов В. И.* Металлогения и источники рудообразующих веществ. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. М., «Наука», 1970, с. 5—19.
279. *Смирнов В. И.* Метеорная гипотеза происхождения Садбери. — «Геология рудных месторождений», 1973, № 2, с. 3—12.

280. *Смирнов В. И.* Геолого-исторические проблемы источников минерального вещества эндогенных рудных месторождений. — «Геология рудных месторождений», 1975, № 4, с. 10—16.
281. *Смирнов В. И., Тугаринов А. И.* Урановые месторождения Франции. — «Геология рудных месторождений», 1969, № 6, с. 3—13.
282. *Смирнов С. С.* Успехи в области теории образования магматогенных рудных месторождений. — Юбилейный сборник, посвящен. 30-летию Великой Октябрьской Социалистической революции. М., Изд-во АН СССР, 1947, с. 81—103.
283. *Смирнов С. С.* Зона окисления сульфидных месторождений. Изд. 2-е. М., Изд-во АН СССР, 1951. 335 с.
284. *Сморчков И. Е.* Роль магматических процессов в образовании гидротермальных урановых месторождений. М., «Наука», 1966, с. 119—147.
285. *Смыслов А. А.* Уран и торий в земной коре. Л., «Недра», 1974. 206 с.
286. *Смит Э. Э. Н.* Обзор современных концепций об источниках урана в жильных месторождениях. — В кн.: Образование месторождений урана. Пер. с англ. М., «Мир», 1976, с. 527—543.
287. *Соловьев Н. Н., Тютин В. Н.* История развития палеовулканизма, структурно-морфологические типы вулканических аппаратов и связь с ними оруденения. (На примере одного из районов палеовулканизма). — «Геология и разведка», 1971, № 11, с. 54—61.
288. *Соловьев Н. Н., Чекушкин В. Д., Роков А. Н.* Геологические особенности месторождения уран-молибденовой формации, связанного с древним вулканическим аппаратом. — «Изв. Высш. учеб. завед. Геология и разведка», 1968, № 11, с. 70—74.
289. *Старик И. Е.* Ядерная геохронология. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961, с. 51—132.
290. *Старик И. Е., Соботович Э. В., Ловцюс А. В.* Разделение химических форм свинца. — «Бюлл. Комиссии по определению абсолютного возраста геол. формаций АН СССР», 1961, вып. IV, с. 128—135.
291. *Стрелкин М. Ф., Железняк Н. Н., Заварзин А. В.* Некоторые вопросы формирования браннеритовых руд. — В кн.: Вопросы прикладной радиогеологии. Вып. 2. М., Атомиздат, 1967, с. 60—89.
292. *Стрельцов В. А., Боронихин В. А., Тишкин А. И.* О составе уранинита из месторождений пегматитового и уран-молибденового типов. — «Атомная энергия», 1974, т. 37, вып. 4, с. 306—315.
293. *Суражский Д. Я.* Генетические типы промышленных месторождений урана. — «Атомная энергия», 1956, № 2, с. 75—84.
294. *Суражский Д. Я.* Методы поисков и разведки месторождений урана. М., Атомиздат, 1960, с. 7—40.
295. *Суражский Д. Я.* О применении статистического анализа для поисков месторождений урана. — «Атомная энергия», 1960, т. 8, вып. 5, с. 476—478.
296. *Тананаева Г. А.* Главнейшие минеральные ассоциации урановой смолки в гидротермальных месторождениях. — В кн.: Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М., «Наука», 1968, с. 421—447.
297. *Таусон Л. В.* Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961. 231 с.
298. *Твалчрелидзе Г. А.* Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс). М., «Недра», 1972. 344 с.
299. *Тишкин А. И.* Особенности минерального состава гидротермальных урановых месторождений, залегающих в различных структурных этажах и ярусах. — В кн.: Геология гидротермальных урановых месторождений. М., «Наука», 1966, с. 322—367.
300. *Тишкин А. И., Стрельцов В. А.* Особенности поведения урана в пегматитовом процессе. — В кн.: Очерки геохимии отдельных элементов. М., «Наука», 1973, с. 148—161.
301. *Толкунов А. Е.* Особенности геологии гидротермальных урановых месторождений, приуроченных к поясам региональных и субвулканических даек. — В кн.: Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М., «Наука», 1968, с. 262—273.
302. *Толкунов А. Е.* Структурно-литологический контроль локализации гидротермального уранового оруденения в рудных полях с широким развитием вулканогенных пород. — В кн.: Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М., «Наука», 1968, с. 172—189.
303. *Тугаринов А. И.* Об определении времени метаморфизма измененных урановых минералов методами измерения абсолютного возраста (обзор Девидсона, Лоу, Рамдора). — «Бюлл. Комиссии по определению абсолютного возраста геол. формаций. АН СССР», 1957, вып. II, с. 82—89.

304. *Тугаринов А. И.* О причинах формирования рудных провинций. — В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 153—177.
305. *Тугаринов А. И.* О многоэтапности формирования рудных залежей. — В кн.: Вопросы геохимии и минералогии. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 94—108.
306. *Тугаринов А. И., Орлова Л. П., Зыков С. И.* О формах нахождения свинца в урановой смолке в связи с определением абсолютного возраста минералов. — «Тр. 4 сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1957, с. 204—213.
307. *Тугаринов А. И.* Источники рудного вещества по изотопным данным. — «Геология рудных месторождений», 1975, № 4, с. 30—43.
308. *Тугаринов А. И., Войткевич Г. В.* Докембрийская геохронология материков. М., «Недра», 1970. 432 с.
309. *Тугаринов А. И., Наумов В. Б.* Термобарометрические условия формирования гидротермальных урановых месторождений. — «Геохимия», 1969, № 2, с. 131—146.
310. *Тугаринов А. И., Павленко А. С., Александров И. В.* Геохимия щелочного метасоматоза. М., Изд-во АН СССР, 1963. 203 с.
311. *Уиссер.* Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских Кордильерах. — В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 2. Пер. с англ. М., «Мир», 1964, с. 9—196.
312. *Уиттл А. У. Дж.* Контактовая минерализация на урановом месторождении Мэри-Кетлин. — В кн.: Вопросы геологии Австралии. М., «Мир», 1965, с. 251—281.
313. *Уокер Г. В., Остеруольд Ф. В.* Связь вторичных урановых минералов с содержащими урановую смолку жилами в Мэрисвейл, Округ Пайут в штате Юта. — В кн.: Материалы Междунар. конф. по мирному использованию атомной энергии. (Женева, 1955). М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 337—343.
314. *Уран-молибденовое* оруденение в погребенном экструзивном куполе фельзитов. — В кн.: Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М., «Наука», 1968, с. 207—235. Авт.: И. М. Баюшкин, Б. П. Власов, И. М. Воловикова и др.
315. *Условия* локализации гидротермального уранового оруденения в слоистых толщах верхнего структурного этажа. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 11, с. 114—134. Авт.: Ф. И. Вольфсон, А. П. Ищукова, В. Е. Вишняков и др.
316. *Условия* образования месторождений урана в вулканических депрессиях. М., «Атомиздат», 1972. 312 с. Авт.: В. Л. Барсуков, Г. Д. Гладышев, В. Н. Козырев, Н. П. Лаверов и др.
317. *Фаворская М. А., Томсон И. Н.* Связь магматизма и эндогенной минералогии с блоковой тектоникой. М., «Недра», 1969. 261 с.
318. *Фаворская М. А., Томсон И. Н.* (ред.). Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М., «Недра», 1974. 193 с.
319. *Филлипов М. С., Комлев Л. В.* Уран и торий в гранитоидах Среднего Приднепровья. — «Геохимия», 1959, № 5, с. 437—448.
320. *Фишер Р. П.* Урано-ванадиевые месторождения плато Колорадо. — В кн.: Рудные месторождения США. М., «Мир», 1973, с. 419—430.
321. *Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка. М., «Недра», 1971. 548 с.
322. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М., «Недра», 1973. 511 с.
323. *Хейнрих Э. У.* Минералогия и геология радиоактивного минерального сырья. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1962, с. 268—286.
324. *Херасков Н. П.* Некоторые общие закономерности в строении и развитии земной коры. — «Труды ГИН АН СССР», 1963, вып. 91, с. 48—61.
325. *Ходаковский И. Л.* Исследования в области термодинамики водных растворов при высоких температурах и давлениях. Автореф. докт. дис. М., ГЕОХИ, 1975. 53 с.
326. *Хорошилов Л. В.* Урановые месторождения, контролируемые разрывами и складками. — В кн.: Геология гидротермальных урановых месторождений. М., «Наука», 1966, с. 168—171.
327. *Чернышев И. В.* Анализ ошибок свинцового метода определения абсолютного возраста. — «Геохимия», 1962, № 1, с. 73—81.
328. *Чернышев И. В., Бороникин В. А., Голубев В. Н.* Критерии незамкнутости U—Pb систем урановых минералов по данным их изотопного микрозондового и микроскопического изучения. — В кн.: Методические исследования в области абсолютной геохронологии. М., 1976, с. 5—6. (Тез. докл. третьего методического симпозиума).
329. *Чернышев И. В., Голубев В. Н., Агапова А. А.* Изотопное датирование урановых минералов по локальным микропробам: геохронологические задачи, методика, приложения. Там же, с. 3—5.
330. *Чернышев И. В., Троицкий В. А., Голубев В. Н.* К исследованию природных вариаций изотопного отношения U^{238}/U^{235}. (Результаты анализа некоторых эндогенных урановых

минералов). — В кн.: VI Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. М., 1976, с. 24—25. (Тез. докл.).
331. *Шаталов Е. Т.* Основные принципы генетической классификации рудоносных площадей (с эндогенной минерализацией). — В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М., «Недра», 1965, 248—296.
332. *Шатков Г. А., Шаткова Л. Н.* О возможном источнике рудного вещества урано-флюоритовых месторождений. — «Геология рудных месторождений», 1973, т. 15, № 4, с. 36—44.
333. *Шейнманн Ю. М.* Древнейшие структуры платформ и их значение для общей тектоники. — «Сов. геология», 1959, № 3, с. 27—41.
334. *Шейнманн Ю. М.* Некоторые черты связей магмы и тектоники. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1968, с. 19—20.
335. *Шер С. Д.* Металлогения золота. М., «Мир», 1972. 295 с.
336. *Шер С. Д., Бергер В. И.* Прогнозирование эндогенных полезных ископаемых различных формационных типов. — В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1972, с. 112—124.
337. *Шнейдерхен Г.* Рудные месторождения. Пер. с нем. М., Изд-во иностр. лит., 1958. 501 с.
338. *Штилле Г.* Субсеквентный магматизм. — Избр. труды. Пер. с нем. М., Изд-во иностр. лит., 1964, с. 686—702.
339. *Шуколюков Ю. А.* Об интерпретации несовпадающих значений возраста, вычисленных по изотопным отношениям. — «Геохимия», 1964, № 9, с. 855—865.
340. *Шуколюков Ю. А., Горохов И. М., Левченков О. А.* Графические методы изотопной геологии. М., «Недра», 1974.
341. *Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П.* Эволюция магматизма в раннем докембрии. — В кн.: Геология докембрия. Л., 1968, с. 154—162. (Докл. сов. геологов к XXIII сессии Междунар. геол. конгресса. Проблема 4).
342. *Щеглов А. Д.* Основные черты металлогении зон автономной активизации. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., «Наука», 1967, с. 95—138.
343. *Щеглов А. Д.* Металлогения областей автономной активизации. М., «Недра», 1968. 161 с.
344. *Щеглов А. Д.* Эндогенные месторождения областей автономной активизации. — В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М., «Наука», 1968, с. 259—270.
345. *Щербаков Д. И.* Успехи изучения урановых месторождений. — В кн.: Геология гидротермальных урановых месторождений. М., «Наука», 1966, с. 5—18.
346. *Щербань И. П.* Условия образования низкотемпературных околорудных метасоматитов. Новосибирск, «Наука», 1975. 193 с.
347. *Эверхарт Д. Л.* Жильные месторождения урана в Соединенных Штатах Америки. — В кн.: Материалы Междунар. конф. по мирному использованию атомной энергии. (Женева, 1955). Пер. с англ. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 305—314.
348. *Элинсон М. М., Алидодов Б. Н.* О газовом составе включений в минералах и о некоторых физико-химических условиях минералообразования в Чорух-Дайронском рудном поле. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 7, с. 103—111.
349. *Элинсон М. М., Полыковский В. С.* Исследования газов в кристаллах кварца из Майдантала. — «Изв. Высш. учеб. завед. Геология и разведка», 1961, № 11, с. 26—36.
350. *Элинсон М. М., Полыковский В. С.* О физико-химических условиях образования грейзенов и кварц-вольфрамовых жил Западного Тянь-Шаня. — В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. М., «Наука», 1972, с. 74—88.
351. *Элинсон М. М., Сазонов В. Д.* Результаты исследования содержания газов в минералах из месторождений Курусайского рудного поля в Карамазаре. — «Изв. Высш. учеб. завед. Геология и разведка», 1966, № 4, с. 48—53.
352. *Яковлев П. Д.* Структурные типы рудных полей и месторождений молибден-урановой рудной формации. — «Сов. геология», 1969, № 10, с. 124—129.
353. *Яцимирский К. Б., Васильев В. П.* Константы нестойкости комплексных соединений. М., Изд-во АН СССР, 1959. 206.
354. *Austin C. F., Slawson W. F.* Isotopic analyses of single galena crystals : a clue to history of deposition. — «Amer. Mineralogist», 1961, vol. 46, p. 1132—1140.
355. *Ayres D. E., Cadington P. I.* Uranium mineralization in the South Alligator River Valley. — «Mineralium Deposita», 1975, vol. 10, N 1, p. 27—41.
356. *Baadsgaard H.* Geochronology of the Canadian shield in Northeastern Alberta, Charles-Andrew-Colin Lakes Area. — «Canad. j. Earth sci.», 1972, vol. 9, N 7, p. 863—881.
357. *Backström J. W.* The Rössing uranium deposit near Swakpmund, South West Africa. A prelim. rept. — In: Uranium Explor. Geol. Vienna, 1970, p. 143—149.
358. *Badham I. P. N.* Mineralogy, paragenesis and origin of the Ag—Ni, Co arsenide minerali-

zation, Camsell River, N. W. T. Canada. — «Mineralium Deposita», 1972, vol. 10, N 2, p. 153—175.
359. *Bailey D. K.* Crustal warping — a possible tectonic control of alkaline magmatism. — «J. Geophys. res.», 1964, 69.
360. *Banks P. O., Silver L. T.* Re-examination of isotopic relationships in Colorado Front Range uranium ores. — «Bull. Geol. soc. Amer.», 1964, vol. 75, p. 469—476.
361. *Banks P. O., Cain J. A.* Zircon age of Precambrian granitic rocks Northeastern Wisconsin. — «J. Geol.», 1969, vol. 77, N 2, p. 208—220.
362. *Beck L. S.* Uranium development in Saskatchewan present and future. — «Canad. Min. j.», 1967, vol. 88, N 4, p. 64—67.
363. *Beck L. S.* Genesis of uranium in the Athabaska region and its significance in exploration. — «Canad. Min. a. Metallurgical Bull.», 1970, vol. 63, N 695, p. 367—377.
364. *Beecham A. W.* The ABC Fault, Beaverlodge, Saskatchewan. — «Canad. j. Earth sci.», 1970, vol. 7, p. 1264—1274.
365. *Berman R. M.* The role of lead and excess oxygen in uraninite. — «Amer. Mineralogist», 1957, vol. 42, N 11—12, p. 705—731.
366. *Bernard J., Legierski J.* Position of primary endogenous uraninite mineralization in the Variscan mineralization system of the Bohemian Massif. — «Vestn. Ustred. Ustavn. geol.», 1975, roc. 50, cis 6, p. 321—328.
367. *Bodu R., Bouzigues H., Moin N., Pfiffelman J. R.* Sur lexistence d'anomalies isotopiques rencontrees dans l'uranium du Gabon. — «C. R. Acad. Sci. Paris», 1972, 275D, p. 1731.
368. *Bräuer H.* Superenelementgehalte in granitischen Gesteinen des Thüringer Waldes und des Erzgebirges. — «Freib. Forschungshefte», 1970, C 259, S. 83—139, Leipzig.
369. *Bräuer H.* Geochemische Gliederung granitischer Gesteine des Thuringer Waldes und Erzgebirges und ihre lagerstättengenetische Bedeutung. — «Freib. Forschungshefte», 1967, c. 209, S. 153—168, Leipzig.
370. *Brown J. S., Engel A. E. J.* Revision of Grenville stratigraphy and structure in the Balmat-Edwards district. — «Bull. Geol. soc. Amer.», 1956, vol. 67, N 12, pt. 1, p. 1599—1622.
371. *Burger A. J., Nicolaysen L. O., Villiers J. W. L.* Lead isotopic compositions of galenas from the Witwatersrand and Orange Free State, and their relation to the Witwatersrand and Dominion Reef uraninites. — «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1962, vol. 26, p. 25—60.
372. *Cadigan R. A.* Possible relationship between uranium ore deposits and the presence of kaolin in Triassic sandstone (abs.). Atomic Energy Comm. U. S. Geol. Survey Symposium Program. — «U. S. Geol. Surv. Papers.», 1955, N 5—6, p. 137—149.
373. *Cahen L.* Igneous activity and mineralization episodes in the evolution of the Kibapide and Katangide orogenic belts of Central Africa. — In: African magmatism and tectonics. Edinburgh, 1970, p. 97—115.
374. *Cahen L., Lepersonne I.* The Precambrian of the Congo, Rwanda and Bunundi. — In: The Precambrian, vol. 3, Editor K. Rankama. Interscience Publishers. New York — London — Sydney, 1967, p. 143—289.
375. *Cesbron F., Bachet B., Oosterbosch R.* La demesmaekérite, sélénite hydrate uranium, cuivre et plomb. — «Bull. Soc. Franc. Min. Crist., 1965, t. 88, N 3, p. 422—425.
376. *Cesbron F., Oosterbosch R., Pierrot R.* Une nouvelle espéce minèrale: la martozite, uranylsèlènite de cuivre hydrate. — «Bull. Soc. Franc. Min. Crist.», 1969, t. 92, N 3, p. 278—283.
377. *Cesbron F., Pierrot R., Verbeck T.* La derriksite $Cu_4 \cdot (UO_2)\ (SiO_3)_2(OH)_6H_2O$, une nouvelle espèce minérale. — «Bull. Soc. Franc. Min. Crist.», 1971, t. 94, N 5—6, p. 534—537.
378. *Coppens R., Kosztonalyich A., Dottin H.* Геохронологическое изучение рудника Брюго. Rapp. CEA, 1969, N 3684, p. 195—213.
379. *Cooper J. A.* On the age of uranium mineralization at Nabarlek, Northern Territory, Australia. — «J. Geol. Soc. Australia», 1973, vol. 19, p. 483—486.
380. *Copper J. A., Arriens P. A.* The Precambrian geochronology of Australia. — «Canad. J. Earth sci.», 1968, vol. 5, p. 561—583.
381. *Dawson K. R.* Petrology and red coloration of wall-rocks, radioactive deposits, Goldfields Region, Saskatchewan. — «Geol. Surv. of Canada Bull.», 1956, N 33, p. 1—46.
382. *Durry D. R.* Evidence of the origin of Being River uranium deposits. A. progress report. — «Bull. Geol. soc. Amer.», 1959, N 12, p. 2, p. 1587.
383. *Eckelmann F. D., Kulp J. L.* Uranium-lead method of age determination. — «Bull. Geol. soc. Amer.», 1957, vol. 68, N 9, p. 35—53.
384. *Engel A. E. J.* Geologic evolution of North America. — «Sci.», 1963, vol. 140, N 3563.
385. *Everhart D. L., Wright R. J.* The geologic character of typical pitchblende veins. — «Econ. Geol.», 1953, vol. 48, N 2, p. 77—96.

386. *Farguharson R. B., Wilson C. I. L.* Rationalization of geochronology and structure at Mount Isa. — «Econ. Geol.», 1971, vol. 66, N 4, p. 574—582.
387. *Ford R. B.* Mineralogy of a uraninite-bearing pegmatite, Lac La Ronge, Saskatchewan. — «Econ. Geol.», 1955, vol. 50, p. 196—205.
388. *Gaines R. V.* Moctezumite, a new lead uranyl tellurite. — «Amer. Mineralogist», 1965, vol. 50, N 9, p. 1158—1164.
389. *Gaines R. V.* Cliffordite, a new tellurite mineral from Moctezuma, Sonora, Mexico. — «Amer. Mineralogist», 1969, vol. 54, N 5—6, p. 607—701.
390. *Gaines R. V.* Schmietterite, a new uranyl tellurite from Moctezuma, Sonora, Mexico. — «Amer. Mineralogist», 1971, vol. 56, N 3—4, p. 411—415.
391. *Garlick W. G.* Origin of the Roan Antelope copper deposits of Northern Rhodesia. — «Econ. Geol.», 1955, vol. 50, p. 880—884.
392. *Hallbauer D.* Die akzessorischen Schwerminerals der westerzgebirgischen Granite (ihre Beschreibung und Verteillung in den Varietten des Eibenstocker, Kirchberger und Bergener Granites). — «Neues Jahrb. Mineral», 1961, Abh. 97, S. 35—50, Stuttgart.
393. *Hawley C., Wyant D., Brooks D.* Geology and uranium deposits of the Temple Mountain district, Emery County. — «Utah Geol. Surv. Bull.», 1967, N 1192, p. 117—134.
394. *Hemleu J. I.* Some mineralogical equilibria in the system $K_2O—Al_2O_3—H_2O$. — «Amer. j. sci.», 1959, vol. 257, N 4, p. 291—270.
395. *Heweitt D. F.* Geology of Monteagle and Garlow Townships. Ontario Dept. Mines, 63d Ann. Rept., 1955, p. 6.
396. *Hills J. H., Richards J. R.* The age of uranium mineralization in Northern Australia. — «Search», 1972, vol. 3, p. 382—385.
397. *Hills J. H., Richards J. R.* Pitchblende and galena ages in the Alligator Rivers Region, Northern Territory, Australia. Mineral. Deposita (Berl.), 1976, vol. 11, p. 133—154.
398. *Holmes A.* Age of uraninite from a pegmatite near Singar, Gaya District, India. — «Amer. Mineralogist», 1950, vol. 35, N 1—2, p. 19—28.
399. *Hosking K. F. G.* The major characteristic of primary zoning in the South-West England. Symposium «Problems of post-magmatic ore deposition». Prague, 1963, T. 1, p. 329—332.
400. *Hughes F. E., Monro D. L.* Uranium ore deposits at Mary Kathleen. — «At. En. in Australia», 1970, vol. 13, N 2, p. 103—106.
401. *Jaffey A. H., Flynn H. F., Glendenin L. E., Bentley W. C., Essling A. M.* Precision measurement of half-lives and specific activities of ^{235}U and ^{238}U. — «Phys. Rev.», 1971, C, vol. 4, p. 1889—1906.
402. *Kelley D. R., Kerr P. F.* Clay alteration and ore Temple Mountain, Utah. — «Bull. Gelo. soc. Amer.», 1957, vol. 68, N 9, p. 1101—1116.
403. *Kerr P. F., Jacobs M. B.* Argillic alteration and uranium emplacement on the Colorado Plateau. — Clays and Clay Minerals, 12 Nat. Conference, Pergamon Press, 1964, p. 277—294.
404. *King H. F., Thomson B. P.* The geology of Broken Hill district. Geology of Australia ore deposits. Edwards A. B. (Ed.). 5th Empire Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1953, vol. 1, p. 533—577.
405. *Koeppel V.* Age and history of uranium mineralization of Beaverlodge area, Saskatchewan. — «Geol. Surv. of Canada», 1968, Paper 67—31, p. 1—111.
406. *Kosztolanyi C.* Etudes expérimentales sur la modification des compositions chimiques et isotopiques des mineraux uraniféres. Conséquences geochronologiques. — «Sci. Terre», 1973, vol. 18, N 2, p. 175—187.
407. *Krupcka J., Sassano G. P.* Multiple deformation of crystalline rocks in the Tazin group, Eldorado Fay Mine, NW Saskatchewan. — «Canad. j. Earth sci.», 1972, vol. 9, N 4, p. 422—433.
408. *Lancelot J. R., Vitrac A., Allegre C. J.* The Oklo natural reactor: age and evolution studies by U—Pb and Rb—Sr systematics. — «Earth and Planet. Sci. Letters», 1975, vol. 25, p. 189—196.
409. *Lang A. H.* Canadian deposits of uranium and thorium. — «Can. Geol. Surv., Econ. Geol. ser.», 1952, N 16, p. 1—173.
410. *Langford F. F.* A supergene origin for vein-type uranium ores in the light of the Western Australian Calcrete — Carnatite deposits. — «Econ. Geol.», 1974, vol. 69, p. 516—526.
411. *Leitwein F.* Alter und paragenetische Stellung der Pechblende erzgebirgischer Lägerstätter. — «Geologie», 1957, H. 8, Zs. 6.
412. *Liddy J. C.* The uranium potential of Australia. — «Australlian Mining», 1972, vol. 64, N 5, p. 24—34.
413. *Little H. W.* Distribution of types uranium deposits and favourable environments for uranium exploration. A prelim. rept. — In: Uranium Explor. Geol. Vienna, 1970, p. 35—46.

414. *Machens E.* Das Präkambrium von Afrika. — In: Handbuch der stratigraphischen Geologie. Bd XIII. Präkambrium. II Teil. Südliche Halbkugel. Lotze Münz., 1968, S. 412—551.
415. *Matheson R. S., Seare R. A.* Mary Kathleen uranium deposits. — «Econ. Geol.», 1956, N 6, p. 528—540.
416. *Mawdsley J. B.* Radioactive pronouncedly differentiated pegmatite sill, Lac La Ronge district, Northern Saskatchewan. — «Econ. Geol.», 1954, vol. 49, N 6, p. 616—624.
417. *Mawdsley J. B.* Radioactive pegmatites of Northern Saskatchewan. — «Canad. Min. J.», 1955, vol. 76, N 5, p. 53—56.
418. *McKelvey V. E.* Relation of reserves of the elements to their crustal abundance. — «Amer. j. sci.», 1960, vol. 258-A, p. 234—241.
419. *McGlynn J. C.* Superior province — Geology and economic minerals of Canada. — Canad. «Geol. Surv. Econ. Geol. rep.», 1970, N 1, p. 31—44.
420. *Marysvale*, Utah uranium area. — «Geol. Soc. Amer.», 1957, Spec. Pap. 64. 48 p. Aut.: P. Kerr., G. P. Brophy, H. M. Dahl, J. Green, L. E. Woolard.
421. *Morton R. D., Sassano G. P.* Structural studies on the uranium deposit of the Fay Mine, Eldorado, NW Saskatchewan. — «Canad. j. Earth. sci.», 1972, vol. 9, N 7, p. 803—823.
422. *Murphy R.* Eldorado Mine. — In: Structural geology of Canadian ore deposits. 1948, p. 259—268.
423. *Mursky G.* Geology of the Port Radium map-apea, District of Mackenzie. — «Geol. Surv. Canada.» Memoir. 1973, N 374, p. 1—37.
424. *Newhouse W. H.* The composition of vein solutions as shown by liquid inclusions in minerals. — «Econ. Geol.», 1932, vol. 27, N 5, p. 937—949.
425. *Lagerstättenbezirhe* vor Intrusionsalter der zugehorigen Granite. — «Freib. Forschungshefte», 1952, H. 8, S. 24—34.
426. *Page L. R.* Uranium in pegmatites — «Econ Geol.», 1950, vol. 45, P. 12—14.
427. *Parkin L. W., Glasson K. R.* The geology of the Radium Hill uranium mine, South Australia. — «Econ. Geol.», 1954, vol. 49, N 8, p. 815—825.
428. *Patterson J. A.* Character of United States uranium resources. IAEA, Vienna, 1970, p. 117—127.
429. *Pierrot R., Toussaint J., Verbeek T.* La guillemenite, une nouvelle espèce minèrale. — «Bull. Soc. Franc. Min. Crist.», 1965, t. 88, N 1, p. 132—135.
430. *Pietzsch K.* Geologie von Sachsen. Berlin. 1962. 870 S.
431. *Poole L. G.* World uranium resources. — «Nuclear engineering international», 1975, N 2, p. 95—100.
432. *Pougnon A., Moraux M.* Les gisements à parsonsite de Lachaux. — «Sci. de la Terre», 1955, vol. 3, N 1—2, p. 193—235.
433. *Rade J.* Uranium deposits at Westmorland and Aruhem Land. — «Australian Mining», 1971, vol. 63, N 2, p. 62—64.
434. *Ramberg H.* The facies classification of rocks, a clue to the origin of quartzofeldspathic massifs and veins. — «J. Geol.», 1949, vol. 57, N 1, p. 18—54.
435. *Robinson S. S.* Mineralogy of uranium deposits Goldfields, Saskatchewan. — «Bull. Geol. Surv. Canada», 1955, N 31, 128 p.
436. *Robinson B. W., Badham J. P. N.* Stable isotope. Geochemistry and the origin of the Great Bear Lake Silver deposits. Northwest Territories. — «Can. J. Earth Sci.», 1974, vol. 11, N 5, p. 698—711.
437. *Rosenquist I. Th.* The metamorphic facies and the feldspar minerals. Bergen museing Arbok. Natur. Videnskapeling rekke, N 4, 1952, 108 p.
438. *Rowe R. B.* The petrology of the radioactive occurrence Richardson, Wilberfors, Ontario. — «Bull. Geol. Surv. Canada», 1952, N 23, p. 1—22.
439. *Ruzicka Δ.* Geological comparison between East European and Canadian uranium deposits. — «Geol. Surv. Canada», 1971, paper 70—78, p. 67—174.
440. *Sassano G. P.* Reinterpretation of Gunnar geology provides new clues for uranium search. — «Canad. Mining j.», 1975, vol. 96, N 3, 47, p. 49—51.
441. *Sassano G. P., Baadsgaard H., Burwash R. A.* Rb—Sr age of the late-kinematic phase of the Hudsonian Oraginy in the Beaverlodge Area, Saskatchewan. — «Canad. J. Earth Sci.», 1974, vol. 11, N 5, p. 643—649.
442. *Satyanarayana B., Rao I. S. R.* Occurrence of high uranium-bearing granitic gneisses near Narsipatham, Vishakhapatnam district. — «J. Geol. Soc. India», 1974, vol. 15, N 1, p. 97—98.
443. *Scharf W.* Uranvorkommen and ihre Aufsuchung im Bunelesgebiet. — «Glückauf», 1957, N 5.
444. *Schneiderhöhn H.* Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlagen. — «Neues Jahrb. Mineral», 1952, H. 2, S. 47—63.
445. *Schumacher F.* Über Uranerzlagerstätten. — «Glückauf», 1954, 90.

446. *Schust F.* Zur den Granitvarietäten des Eibenstocker Zinnerzreviers im Westerzgebirge. — «Z. angew. Geologie», 1965, Bd. 11, H. 1, S. 4—11.

447. *Senftle F. E., Stieff L. R., Cuttitta F., Kuroda P. J.* Comparision of the isotopic abundance of ^{235}U and ^{238}U and radium activity ratios in Colorado Plateau uranium ores. — «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1957, vol. 11, p. 189—193.

448. *Stieff L. R., Stern T. W., Eicher R. N.* Algebraic and graphic methods for evaluating discordant lead-isotope ages. — «U. S. Geol. Surv. Prof. Paper,», 1963, 414-E, p. 1—27. Washington.

449. *Stieff L. R., Stern T. W., Oshiro S., Senftle S.* Tables for the calculation of lead isotope ages. — «U. S. Geol. Surv. Prof. Paper», 1959, 334-A, p. 1—40. Washington.

450. *South S. A.* Uranium in Australia. — «Atom Energy Austral.», 1972, vol. 15, N 4, p. 15—30.

451. *Stewart J. R.* The search of uranium in Australia. — «Queensl. Govt. Mining J.», 1966, vol. 67, N 782.

452. *Stieff L. R., Stern T. W.* Interpretation of the discordant age sequence of uranium ores. — «U. S. Geol. Surv. Prof. Paper.», 1956, 300, p. 549—555. Washington.

453. *Stringham B.* Fields of formation of some common hydrothermal alteration minerals. — «Econ. Geol.», 1952, vol. 47, N 4, p. 661—664.

454. *Stokwell C. H.* Structural trends in Canadian shield. — «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists», 1965, vol. 49, N 7, p. 887—893.

455. *Swardt A. M. J., Drysdall A. R.* Mining and prospecting in Zambia with reference to the Geological survey. — «Overseas Geol. a. Mineral Res.», 1973, N 41, p. 16—32.

456. *Taylor I.* Origin and controls of uranium mineralization in South Alligator Valley. — «Aten in the Australia», 1969, vol. 12, N 4, p. 18—24.

457. *Thamer B. F.* Spectrophotometric and solvent extraction studies of uranyl phosphate complexes. — «J. Amer. Chem. Soc.», 1957, 79, p. 4298.

458. *Thole R. H., Robinson B. W.* Isotopic evidence on the origin of the Shamrocke Copper Mine, Rhodesia. — «Mineralium Deposita», 1976, vol. 11, N 3, p. 298—310.

459. *Thorpe R.* Lead isotope evidence on the genesis of the silver-arsenide vein deposits of the Cobalt and Great Bear Lake areas, Canada. — «Econ. Geol.», 1974, vol. 69, N 6, p. 777—791.

460. *Thoreau J., Trieu de Terdonck.* Le gite d'uranium de Shinkolobwe Kasolo (Katanga). Bruscelles, 1933, 46 p.

461. *Thurlow E. E., Wright R. J.* Uraninite in the Coeur d'Alene district, Idaho. — «Econ. Geol.», 1950, vol. 45, N 6, 315—339.

462. *Tilton G. R.* The interpretation of lead-age discrepancies by acidwashing experiments. — «Trans. Amer. Geophys. Union», 1956, vol. 37, p. 224—240.

463. *Tilton G. R.* Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages. — «J. Geophys. Res.», 1960, vol. 65, p. 2933—2945.

464. *Tischendorf G., Pälchen W., Lauge H.* Zur geochemischen Charakterisierung granitoider Gesteine. — «Geologie», 1972, N 4/5, S. 554—569.

465. *Tolbert G. E.* Preliminary report on the uraniferous zirconium deposits of the Pocos de Coldos Plateau, Brazil. — «Engenuorie, minere metalurgia», 1958, N 27, p. 161—162.

466. *Tolbert G. E.* The uraniferous zirconium deposits of the Pocod de Coldos Plateau, Brazil. — «U. S. Geol. Surv. Bull.», 1966, N 1185, p. 1—27.

467. *Tooker E. W.* Altered wall rocks in the central part of the Front Range mineral belt Gilpin and Clear Creek counties. Colorado. — «U. S. Geol. Surv.», Prof. Paper, 1963, 102 p.

468. *Tremblay L. P.* Geology of the Beaverloge mining area, Saskatchewan. — «Geol. Surv. of Canada». Memoir, 1968, N 367, p. 1—468.

469. *Tremblay L. P.* The significance of uranium in quartzite in the Beaverlodge area, Saskatchewan. — «Canad. J. Earth Sci.», 1970, N 7, p. 280—305.

470. *Uranium* mineralization in the Rum-Jungle-Alligator Rivers. IAEA, Viena, 1974, p. 551—556. Aut.: R. G. Dodson, R. S. Needman, P. G. Wilkes, R. W. Page, P. G. Smart, W. L. Watehman.

471. *Viljoen R. P., Saager R., Viljoen M. I.* Some thoughts on the origin and processes responsible for the concentration of gold in the Early Precambrian of Southern Africa. — «Mineralium Deposita», 1970, vol. 5, N 2, p. 164—180.

472. *Walenta K.* Hallimondite, a new uranium mineral from the Michael Mine near Reichenbach (Black Forest, Germany). — «Amer. Miner.», 1965, vol. 50, N 9, p. 1143—1153.
473. *Watznauer A.* Uranlagerstätten der Erde. Berlin, Akad. Verlag., 1957, 26S.
474. *Welin E.* Uranium mineralization and age relationships in the Precambrian bedrock of Central and Southeastern Sweden. — «Geol. fören. i Stockholm förhandl.», 1966, vol. 88, N 1, p. 34—67.
475. *Wetherill G. W.* Discordant uranium-lead ages. — «Trans. Amer. Geophys. Union», 1956, vol. 37, p. 320—326.
476. *Whittle A. W. G.* The nature of davidite. — «Econ. Geol.», 1959, vol. 54, N 1, p. 64—81.
477. *Wilson I. T., Russel R. D., Farguar R. M.* Economic significance of basement structures in Canada. Canad. Mining. a. Metallurgy, Bull. 1956, vol. 49, N 532, p. 550—558.
478. *Zambia* may have uranium riches to add to copper. — «Eng. a. Mining J.», 1975, vol. 176, N 8, 148 p.
479. *Zoubek V.* Tectonic development of Czechoslovakia. Prag, 1960.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (Ф. И. Вольфсон) 3

Часть I

ГЕОЛОГИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Глава 1. Гидротермальные урановые месторождения фанерозойских складчатых областей 5

Класс А. Месторождения, связанные с поздним (орогенным) магматизмом . . . 8
Группа 1. Месторождения в интрузивах гранитоидов и их экзоконтактах (Ф. И. Вольфсон, В. И. Величкин, О. В. Жаркова, Б. Л. Рыбалов, Б. И. Рыжов) 8
Группа 2. Месторождения в вулкано-тектонических депрессиях и вулканических куполах орогенного яруса (Н. П. Лаверов, И. В. Мельников, Б. М. Сельцов, А. Е. Толкунов) 24
Группа 3. Месторождения в основании орогенных вулкано-тектонических депрессий (Е. П. Сонюшкин, Б. А. Масягутов, А. В. Тимофеев, А. Е. Толкунов) 40

Класс Б. Месторождения вне видимой связи с поздним магматизмом 60
Группа 1. Месторождения в молассовых отложениях орогенного яруса (А. А. Горшков) 61
Группа 2. Месторождения в доорогенных геосинклинальных комплексах (А. А. Горшков, В. В. Белов, В. И. Величкин, П. А. Раудонис, Л. В. Хорошилов) 62
Группа 3. Месторождения в догеосинклинальных образованиях фундамента (А. А. Горшков, П. А. Раудонис) 76

Глава 2. Гидротермальные урановые месторождения древних платформ (докембрийских щитов) (В. А. Крупенников) 82

Класс А. Месторождения областей тектоно-ультраметагенной активизации, образованные в процессе высокотемпературного калиевого метасоматоза и тесно связанные с ультраметаморфизмом и абиссальным гранитоидным магматизмом . . . 85
Группа 1. Редкоземельно-торий-урановые месторождения активизированных древнейших архейских ядер, эпиархейских кратонов и срединных массивов 86
Группа 2. Редкоземельно-урановые месторождения в наложенных складчатых комплексах активизированных протерозойских геосинклиналей 96

Класс Б. Месторождения областей тектоно-магматической активизации, образованные в процессе средне-низкотемпературного натрового метасоматоза и сопряженные с гипабиссальным — приповерхностным гранитоидным магматизмом . . . 100
Группа 1. Урановые месторождения активизированных эпиархейских кратонов среди гранитов и гнейсов 100
Группа 2. Железо-урановые месторождения активизированных раннепротерозойских геосинклинальных трогов среди железистых кварцитов и сланцев . . 112

Класс В. Месторождения областей тектоно-магматической активизации, сопряженные с приповерхностным гранитоидным магматизмом или вулканизмом и не имеющие связи с щелочным метасоматозом 118
Группа 1. Урановые месторождения активизированных эпиархейских кратонов 118

Группа 2. Урановые, медно- и золото-урановые месторождения активизированных протерозойских наложенных складчатых поясов 119

Глава 3. **Гидротермальные урановые месторождения областей мезо-кайнозойской активизации** 126

Класс А. Месторождения областей мезо-кайнозойской активизации докембрийских щитов (В. А. Крупенников) 128
Группа 1. Урановые (браннеритовые) месторождения в крупных внутренних разломах фундамента эпиархейских кратонов 128
Группа 2. Торий-урановые месторождения в массивах молодых щелочных пород зон краевых глубинных разломов 138

Класс Б. Месторождения областей мезо-кайнозойской активизации платформ (В. И. Казанский) 141
Группа 1. Месторождения в наложенных впадинах 141
Группа 2. Месторождения в платформенном чехле, контролируемые разрывами и складками 143
Группа 3. Месторождения, пространственно связанные с молодыми интрузивами, среди платформенного чехла или фундамента 146

Класс В. Месторождения в активизированных складчатых областях (Ф. И. Вольфсон, В. Е. Вишняков, И. В. Мельников, А. Е. Толкунов) 148
Группа 1. Месторождения в вулканогенно-осадочных формациях наложенных прогибов 148
Группа 2. Месторождения в сложных вулканических сооружениях 152
Группа 3. Месторождения в поздних малых интрузивах гранитоидов 160
Группа 4. Месторождения в породах фундамента, развитых в обрамлении наложенных депрессий 163

Часть II

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Глава 4. **Геологические условия формирования гидротермальных урановых месторождений** 171

Геотектонические условия формирования месторождений (Л. В. Хорошилов, В. А. Крупенников, В. Н. Левин, В. Б. Мещерякова, Б. Л. Рыбалов, А. Е. Толкунов) 171
Структурные условия формирования месторождений (А. Е. Толкунов, В. А. Крупенников, Е. П. Сонюшкин, Л. В. Хорошилов) 220
Магматизм и оруденение (Б. Л. Рыбалов, Б. М. Сельцов, Л. В. Хорошилов) . . . 226
Металлогенические особенности урановых провинций (Ф. И. Вольфсон, В. И. Величкин) 241

Глава 5. **Минералого-геохимические особенности и физико-химические условия формирования урановых месторождений** 264

Процессы околорудного изменения вмещающих пород 264
Типы околорудных изменений (Б. И. Омельяненко) 264
Физико-химические условия формирования метасоматитов (Б. И. Омельяненко) 293
Эволюция урановых метасоматитов в процессе развития земной коры (Л. В. Хорошилов, В. А. Крупенников, Б. И. Омельяненко) 302
Особенности минерального состава гидротермальных урановых месторождений (А. И. Тишкин) 306
Физико-химические условия формирования гидротермальных урановых месторождений (И. В. Мельников) 322
Преобразование первичных руд в зоне окисления (Л. Н. Белова) 352

Глава 6. Источники уранового оруденения 361

Предполагаемые источники рудного вещества и вопросы эволюции условий эндогенного рудообразования (В. И. Казанский, Н. П. Лаверов). 361
Возможные источники рудного вещества урановых месторождений фанерозойских складчатых областей (Б. Л. Рыбалов) 368

Глава 7. Уран-свинцовая геохронология процессов формирования и преобразования гидротермальных урановых месторождений (И. В. Чернышев) 376

Глава 8. О геологических основах прогнозирования масштабов гидротермальных месторождений урана (Н. С. Зонтов) 398

Заключение 419

Список литературы 425

ИБ № 2471

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНА

Редактор издательства З. И. БАШМАКОВА

Переплет художника А. Я. ТОЛМАЧЕВА

Художественный редактор В. В. ЕВДОКИМОВ

Технический редактор Л. Я. ГОЛОВА

Корректор М. П. КУРЫЛЕВА

Сдано в набор 14.11.77. Подписано в печать 04.04.78. Т-07230.
Формат 70 × 100¹/₁₆. Бумага № 1. Гарнитура обыкн. Печать высокая.
Печ. л. 28,0. Усл. п. л. 36,12. Уч.-изд. л. 39,23.
Тираж 1700 экз. Заказ 621/5962-4. Цена 6 р. 40 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.

Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
196006, Ленинград, Московский пр., 91.