

В. И. ДАНЧЕВ, Т. А. ЛАПИНСКАЯ

МЕСТОРОЖДЕНИЯ
РАДИОАКТИВНОГО
СЫРЬЯ

В. И. ДАНЧЕВ, Т. А. ЛАПИНСКАЯ

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РАДИОАКТИВНОГО СЫРЬЯ

Издание второе, переработанное

Допущено
Министерством высшего
и среднего специального образования СССР
в качестве учебного пособия
для студентов геофизических
и геологических специальностей вузов

3251



МОСКВА «НЕДРА» 1980

УДК 553.495(075)

В. И. Данчев, Т. А. Лапинская. Месторождения радиоактивного сырья: Учеб. пособие для вузов.— 2-е изд., переработанное.— М., Недра, 1980.— 253 с.

Приведены сведения о радиоактивных элементах Земли, об условиях миграции и концентрации урана, радия и тория. Кратко рассмотрены проблема радиогенного тепла Земли, а также важнейшие методы определения абсолютного возраста минералов и горных пород. Охарактеризованы важнейшие минералы урана и тория; дана классификация их месторождений.

Основное внимание уделено описанию урановых месторождений как главнейших источников сырья для атомной промышленности и атомной энергетики. Среди них подробно охарактеризованы экзогенные месторождения, приуроченные главным образом к осадочным и осадочно-метаморфизованным породам, несколько короче — эндогенные месторождения, в основном гидротермальные, дающие значительную долю промышленного урана. Специальные разделы книги посвящены проблемам связей урана с углистым и битумным веществом, а также рудообразующих процессов со стадиями формирования рудовмещающих пород.

Книга является учебным пособием для студентов геологических и геофизических специальностей вузов. Она может быть полезна также для геологов, геофизиков и других работников геологоразведочных партий при попутных поисках радиоактивного сырья.

Табл. 11, ил. 90, список лит.— 22 назв.

Рецензент проф. В. Е. Бойцов (МГРИ).

Промышленность и сельское хозяйство нашей страны нуждаются в огромном количестве минерального сырья. Прогресс новой техники, внедрение химии во все области науки и производства ведут в то же время к чрезвычайно быстрому расширению круга полезных ископаемых и комплекса извлекаемых из них элементов. Сейчас уже почти вся таблица Менделеева, за очень небольшими исключениями, «работает» на человека. Наряду с такими широко распространенными в земной коре элементами, как железо, золото, медь, олово, свинец, история применения которых насчитывает тысячелетия, в новейших технических устройствах в связи с развитием автоматике, радиоэлектроники, ракетной техники и других видов современной промышленности прочное место завоевали совсем «молодые» по сроку использования редкие и рассеянные металлы и металлоиды — литий, бериллий, бор, индий, германий, селен, кадмий, редкие земли и многие другие.

Некоторые из них нашли широкое применение при получении специальных сплавов на основе черных и цветных металлов, жаростойкого стекла и керамики, при производстве новых синтетических материалов, твердого химического топлива, полупроводников и т. п.

Благодаря замечательным успехам физики, позволившим осуществить контролируемую реакцию расщепления атомного ядра, весьма большое значение приобрела еще одна группа полезных ископаемых, получившая название ядерного горючего. Сюда относятся естественные радиоактивные элементы — уран и торий, использование которых в атомных реакторах позволяет получать колоссальное количество энергии, превышающее возможности всех ее источников, известных до сих пор. В настоящее время главным ядерным топливом является уран, но внедрение в промышленность новых типов реакторов уже в ближайшие годы сделает экономичным широкое применение в аналогичных целях и тория.

Одно из величайших открытий человечества — освоение способа освобождения внутриатомной энергии — заявило о себе страшным бедствием — взрывом атомных бомб, сброшенных американскими военными летчиками в 1945 г. над двумя японскими городами. В течение нескольких секунд были уничтожены десятки тысяч жителей, и еще в наши дни продолжают погибать

люди, подвергшиеся более тридцати лет тому назад смертоносному облучению.

Советский Союз проложил первые пути мирного использования атомной энергии. Исключительные по размаху и глубине исследования плеяды советских физиков, руководимых И. В. Курчатовым, привели к тому, что 27. VI. 1954 г. дала ток первая в мире атомная электростанция. На Женевской конференции по мирному использованию атомной энергии в 1955 г. советские ученые поделились своим опытом, после чего началось строительство атомных электростанций в США, Англии, Франции и других странах. В 16 странах мира сейчас действуют более 100 атомных электростанций общей мощностью примерно 60 млн. кВт и планируется дальнейшее увеличение их числа и мощности.

Атомная энергетика прочно вошла в жизнь нашей страны. К 1975 г. мощность атомных электростанций (АЭС) в СССР достигла 4,7 млн. кВт [20]. Народнохозяйственным планом на десятую пятилетку предусмотрено опережающее развитие атомной энергетики и введение в действие мощности АЭС 13—15 млн. кВт, что позволит значительно уменьшить потребление в энергетических целях газа, нефти и угля. Для снижения стоимости энергии и более полного использования ядерного горючего реакторы непрерывно совершенствуются, вводятся системы, работающие на быстрых нейтронах, которые позволяют использовать не только сильно радиоактивный изотоп ^{235}U , но и более распространенный в природе ^{238}U . Реактор на быстрых нейтронах уже успешно работает в г. Шевченко для опреснения воды Каспийского моря.

Продолжаются работы по созданию АЭС малой мощности, которые могут разбираться на блоки и перевозиться любыми видами транспорта, в том числе и самолетами, что имеет большое значение для промышленного освоения отдаленных районов Севера, лишенных собственных источников топлива.

5. XII. 1957 г. был спущен на воду ледокол «Ленин» — первое в мире надводное судно с атомной энергетической установкой; в 1975 г. — более мощный ледокол «Арктика», достигший 17. VIII. 1977 г. впервые за всю историю мореплавания географической точки Северного полюса. В конце 1977 г. появился еще один атомный ледокол — «Сибирь». Работа этих судов имеет очень большое народнохозяйственное значение, позволяя удлинить сроки навигации в северных морях Советского Союза, что даст возможность обеспечить всем необходимым развивающиеся в Заполярье новые промышленные центры и населенные районы.

Ядерные взрывы используются при строительстве каналов и искусственных водоемов, для вскрышных работ в горнорудной промышленности.

Применяемые в нашей стране различные типы конструкций

реакторов дают не только энергетический эффект, но и разрешают ставить важнейшие научные исследования, позволяющие глубже проникать в тайны строения материи, разрабатывать новые, наиболее выгодные в экономическом отношении устройства. Мирный атом в виде многочисленных радиоактивных изотопов широко используется в различных областях науки и техники, помогая просвечивать металлы, проводить детальнейшие анализы минералов и горных пород, наблюдать за движением вод и биотоками растений, исследовать скважины, лечить тяжелые заболевания. Широкое развитие в Советском Союзе получили научные исследования в области атомной науки и техники. Советские ученые имеют в своем распоряжении крупные термоядерные установки, сеть научно-исследовательских институтов. По инициативе Советского Союза создан Объединенный институт ядерных исследований, где ученые многих стран трудятся над проблемой мирного использования атомной энергии. Атомная энергия уже не является энергией будущего, как это было совсем недавно; она вносит огромный вклад не только в дело обороны страны, но и в обеспечение главной задачи, поставленной XXV съездом КПСС, — повышение благосостояния нашего народа.

В грандиозных успехах советской атомной физики и энергетики есть большая доля труда работников геологической службы, сумевших обеспечить потребности атомной промышленности необходимыми запасами радиоактивного сырья.

Начатые по инициативе одного из крупнейших русских ученых академика В. И. Вернадского исследования в области закономерностей формирования месторождений радиоактивных элементов были продолжены и развиты Д. И. Щербаковым, А. П. Виноградовым, А. А. Сауковым, В. В. Щербиной и многими другими учеными. Следует заметить, что и в других странах последние десятилетия ознаменовались серьезными работами в области изучения геохимии, минералогии и геологии месторождений атомного сырья. Накопленные при этом данные позволили значительно улучшить и точнее ориентировать поисковые работы. Кроме того, они показали, какое большое влияние оказывают процессы естественного радиоактивного распада на многие геологические явления — магматизм, региональный метаморфизм, тектонические процессы и тепловой режим отдельных территорий и Земли в целом и т. д.

Фактически создана новая отрасль геологических знаний — радиогеология, или ядерная геология, со своими специфическими методами исследования, позволяющая более обоснованно подходить к поискам месторождений радиоактивных элементов. А эта проблема в связи со все возрастающей ролью атомной энергии является одной из самых актуальных в современной геологии.

Геохимические особенности главного ядерного металла — урана — таковы, что его рудные концентрации могут формироваться в различных условиях, начиная от стадии застывания магмы и кончая самыми поздними этапами жизни осадочных пород. Поэтому промышленные месторождения урана известны в весьма разнообразных вмещающих породах.

Если на первом этапе развития атомной промышленности главная масса урана добывалась из эндогенных месторождений, в основном гидротермальных, то в последние 20 лет все более отчетливо вырисовывается ведущая роль рудных концентраций в осадочных и осадочно-метаморфизованных породах, и центр тяжести добычи и запасов урана постепенно смещается в сторону экзогенных месторождений. В некоторых типах этих месторождений спутниками урана являются торий, редкие земли и другие элементы, имеющие большое промышленное значение. Такие месторождения могут рассматриваться как комплексные.

Сравнительно широкий диапазон геологических условий, в которых могут формироваться промышленные скопления радиоактивного сырья, делает необходимым проведение хотя бы небольшого комплекса ревизионных работ при любых геологических исследованиях, особенно в малоизученных районах. Такие попутные поиски приводят иногда к открытию крупных промышленных месторождений урана и тория.

В этом отношении большие возможности раскрываются перед геологами и геофизиками-нефтяниками, которые в связи с поисками месторождений нефти и газа проводят региональные работы на обширных часто весьма малоизученных территориях.

Детальное геофизическое и геологическое исследование разрезов многочисленных скважин несомненно позволит выявить новые месторождения радиоактивного сырья и выяснить поведение радиоактивных элементов в различных типах осадочных и осадочно-метаморфизованных пород. Квалифицированное проведение этих исследований требует, конечно, ознакомления с основами геохимии, минералогии и геологии радиоактивных элементов.

Книга является учебным пособием по геологической части курса «Ядерная геофизика и радиометрическая разведка» для студентов геофизических и геологических специальностей вузов. Рекомендуется она также по ряду разделов курса «Основы геохимии и геологии полезных ископаемых». После выхода в свет первого издания книги (1965 г.) появилась новая обширная литература, посвященная геологии урановых и ториевых месторождений. Это связано с огромным размахом поисковых и разведочных работ во всех странах мира, вызванных необходимостью обеспечения собственным сырьем интенсивно развивающегося производства атомной энергии и зна-

чительным истощением запасов традиционного энергетического сырья — горючих полезных ископаемых.

В целях обмена информацией Международное агентство по атомной энергии (МАГАТЭ) в 1974 г. организовало в Афинах симпозиум по образованию месторождений урана, на котором присутствовало 220 исследователей из 40 стран. В 1976 г. в Вене был проведен столь же представительный симпозиум с обсуждением методов поисков урановых месторождений. Отечественная литература за последние 10 лет пополнилась обширными сводками по геологии эндогенных и экзогенных месторождений урана как Советского Союза, так и зарубежных (работы П. Я. Антропова, Ф. И. Вольфсона, В. Н. Котляра, Н. П. Лаверова, В. И. Смирнова, А. И. Тугаринова и др.). Необходимость учета этих данных при подготовке инженеров-геологов и геофизиков повлекла составление новых учебных пособий. В 1973 г. опубликовано учебное пособие под редакцией В. Н. Котляра [7] «Месторождения радиоактивных и редких металлов», в 1976 г. — соответствующий практикум по этому курсу под редакцией Н. П. Лаверова [8]. В этих книгах наибольшее внимание уделено описанию условий образования, классификации и характеристике эндогенных месторождений.

В настоящем учебном пособии, как и в первом издании, главное внимание отводится экзогенным и метаморфогенным месторождениям в связи с их все возрастающим промышленным значением, а также с тем, что оно адресовано геологам и геофизикам, работающим в области поисков полезных ископаемых в породах осадочного чехла и подстилающего их в той или иной степени метаморфизованного фундамента. Все разделы книги значительно переработаны. Описание эндогенных месторождений основано целиком на опубликованных литературных материалах; экзогенные — охарактеризованы более подробно с использованием помимо литературных источников результатов личных исследований авторов, в связи с чем некоторые разделы этой части книги являются оригинальными. Введены новые параграфы, в частности «Литогенез и урановое рудообразование» и «Роль органического вещества осадочных пород в концентрации урана». Они фиксируют внимание на сопряженности уранового рудообразования со стадиями литогенеза осадочных пород и на рудообразующей роли органического вещества, столь частого компонента осадочных образований. Ограниченный объем книги не позволил привести описание многих месторождений. Поэтому были выбраны либо наиболее крупные, либо наиболее ярко характеризующие ту или иную генетическую группу. Несмотря на длительный период изучения урановых месторождений, ряд вопросов их классификации и генезиса остается дискуссионным, что и отмечено в соответствующих разделах.

Авторы весьма признательны коллегам по работе Н. П. Стрелянову и В. А. Шумлянскому за помощь в подборе ряда материалов, касающихся геологии экзогенных месторождений, что позволило существенно дополнить и обновить их характеристику по сравнению с первым изданием. Авторы глубоко благодарны также проф. В. Е. Бойцову и преподавателям кафедры «Геология, минералогия и геохимия месторождений руд редких и радиоактивных элементов» Московского геологоразведочного института им. С. Орджоникидзе, которые ознакомились с учебным пособием в рукописи и сделали замечания, учтенные при его окончательной доработке.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМЛИ
И ГЛАВНЕЙШИЕ ТИПЫ ИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

§ 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О РАДИОАКТИВНОСТИ

На рубеже XIX и XX вв. почти одновременно в ряде стран были сделаны открытия, которые во многом определили дальнейшие пути развития науки в области строения материи и практического использования энергии атомов. Важнейшим из них является установление естественной радиоактивности элементов, сыгравшее решающую роль в изучении строения вещества.

До конца XIX в. атомы химических элементов считались теми неделимыми составляющими, из сочетания которых построена вся окружающая нас природа. Представления о постоянстве и неизменности атомов в 1896 г. были поколеблены открытием, сделанным французским физиком Анри Беккерелем. Ученый заметил, что различные соединения урана постоянно испускают особые лучи, легко проникающие через тонкие экраны и экспонирующие в темноте фотоэмульсию. Исследованием этого явления занялись выдающиеся ученые Мария и Пьер Кюри. Используя способность загадочных лучей ионизировать воздух — превращать нейтральные молекулы азота и кислорода в заряженные ионы, они провели множество экспериментов. Вскоре было обнаружено, что аналогичным свойством кроме урана обладают также соли тория. Это явление Мария Кюри назвала радиоактивностью (от латинского слова «радиус» — луч). Открытие радиоактивных свойств уже у двух элементов положило начало обширным работам во многих лабораториях. Целью исследований являлось выяснение физической природы радиоактивности и поиски новых излучающих элементов.

Дальнейшие эксперименты показали, что степень ионизации окружающего воздуха прямым образом связана с интенсивностью излучения, которое пропорционально количеству урана и тория в исследуемых пробах. Этот вывод впоследствии был использован для разработки радиометрических методов количественного определения радиоактивных элементов в минералах и горных породах. Вместе с тем выяснилось, что некоторые природные соединения обладают значительно более высокой интенсивностью излучения, чем могут выделить уран и торий, которые в них заключены. Так ученые напали на след других более сильных возбудителей излучения, содержание

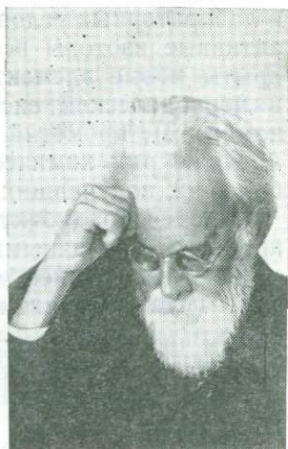
Природные радиоактивные изотопы

Элементы	Радиоактивные изотопы	Периоды полураспада, лет	Содержания изотопов в природной смеси, %
Калий	^{40}K	$1,33 \cdot 10^9$	0,0119
Кальций	^{48}Ca	$> 1,10 \cdot 10^{18}$	0,1850
Ванадий	^{50}V	$4 \cdot 10^{14}$	0,2400
Железо	^{58}Fe	$> 3 \cdot 10^{14}$	0,3100
Цинк	^{70}Zn	$\sim 10^{15}$	0,6200
Германий	^{76}Ge	$\sim 2 \cdot 10^{16}$	7,6700
Селен	^{78}Se	$\sim 10^{17}$	9,1900
Рубидий	^{87}Rb	$5 \cdot 10^{10}$	27,2000
Стронций	^{88}Sr	$\sim 3 \cdot 10^{16}$	82,5600
Цирконий	^{96}Zr	$\sim 3,6 \cdot 10^{17}$	2,8000
Молибден	^{100}Mo	$\sim 3 \cdot 10^{17}$	9,6200
Индий	^{115}In	$\sim 10^{14}$	95,6700
Олово	^{124}Sn	$\sim 2 \cdot 10^{17}$	5,9800
Теллур	^{130}Te	$\sim 10^{21}$	34,4900
Лантан	^{138}La	$1 \cdot 10^1$	53,0000
Вольфрам	^{186}W	$> 6 \cdot 10^{15}$	28,4000
Рений	^{187}Re	$6,1 \cdot 10^{10}$	62,9300

которых в рудах урана оказалось, однако, весьма незначительным. В 1898 г. были открыты новые радиоактивные элементы — полоний (№ 84) и радий (№ 88). В 1902—1903 гг. Мария Кюри получила чистые соли хлористого радия, а затем и металлический радий. Вскоре была установлена также радиоактивность радона (Rn — порядковый номер в таблице Менделеева 86), актиния (№ 89) и протактиния (№ 91). Вместе с ураном, торием и радием эти тяжелые элементы имеют почти последние порядковые номера в таблице Менделеева. Способными к ядерным превращениям оказались все их изотопы, разлагающиеся, однако, с разной скоростью и интенсивностью. Впоследствии было выяснено, что радиоактивными свойствами обладает весьма широкий круг элементов, только выражены они гораздо слабее и присущи не всем изотопам, а лишь некоторым — чаще одному из них, содержащемуся в природном элементе обычно в весьма небольшом количестве. Примеры таких изотопов приведены в табл. 1.

Открытие естественной радиоактивности, да еще у ряда элементов, буквально всколыхнуло научную мысль того времени. Замечательно в этом отношении высказывание В. И. Вернадского, который в 1910 г. говорил на общем собрании Российской Академии наук: «Это открытие произвело огромный переворот в научном мировоззрении, вызвало создание новой науки, отличной от физики и химии — учения о радиоактив-

ности, поставило перед жизнью и техникой практические задачи совершенно нового рода, открыло горизонты возможностей совершенно неожиданных и, казалось, навсегда для человечества закрытых». С поистине гениальной прозорливостью в этом же докладе В. И. Вернадский заявил: «Теперь перед нами открываются явления радиоактивности источники атомной энергии, в миллионы раз превышающие все те источники сил, какие рисовались человеческому воображению». Напомним, что это было сказано за 30 лет до осуществления первой контролируемой реакции расщепления атомного ядра.



К сожалению, в условиях царской России усилия отдельных ученых, даже таких авторитетных, как академик В. И. Вернадский, не могли поколебать академической рутины, да и правительство выделяло весьма скудные средства на проведение необходимых исследований. Поэтому серьезное изучение физических особенностей явления радиоактивности и геологические поиски месторождений радиоактивных металлов в нашей стране были широко развернуты только после Великой Октябрьской социалистической революции. В этой области знаний, как и во многих других, молодое Советское государство должно было наверстывать упущенные десятилетия.

В. И. Вернадский, 1863—1945 гг.

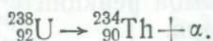
Природа радиоактивного излучения в течение ряда лет успешно исследовалась английским физиком Э. Резерфордом и его учениками. В 1899 г. ими были изучены свойства α - и β -лучей, а в 1900 г. открыты γ -лучи. Было установлено, что α -, β - и γ -лучи по-разному ведут себя в магнитном поле, и это позволило их дифференцировать и изучать раздельно. Э. Резерфорд в 1919 г. провел первые эксперименты по бомбардировке атомов α -частицами, приведшие к превращению одних элементов в другие.

В 1934 г. экспериментальные исследования в области ядерной физики привели Фредерика и Ирен Жолио-Кюри к открытию искусственной радиоактивности. Облучая алюминиевую пластинку α -лучами, испускаемыми полонием, они обнаружили, что алюминий превращается в радиоактивный фосфор, который в течение нескольких минут распадается, переходя в устойчивый кремний ($^{27}\text{Al} \rightarrow ^{30}\text{P} \rightarrow ^{28}\text{Si}$). Так появился в науке новый термин — искусственный радиоактивный изотоп. Уже через год после этого события было получено более 50 искусственных изотопов, а в настоящее время путем ядерных реакций

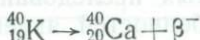
в лабораторных условиях удается получить искусственные радиоактивные изотопы всех химических элементов. Более того, открыты новые элементы, заполнившие многие свободные места в периодической системе Менделеева: технеций (порядковый номер 43), прометий (№ 61), астат (№ 85), франций (№ 87), а также ряд химических элементов с порядковыми номерами более 92, получивших название трансурановых.

Процесс радиоактивного распада в естественных условиях протекает различными путями.

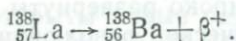
1. С выделением α -частиц, представляющих собой ядра гелия¹ (${}^4_2\text{He}^{2+}$) с положительным зарядом, равным двум, и массовым числом четыре. При этом вновь образовавшееся в результате распада ядро имеет массовое число на четыре единицы, а порядковый номер на две единицы меньше, чем до распада. Например:



2. С выделением β -частиц — электрона (β^-) или позитрона (β^+). В этом случае массовое число вновь образовавшегося ядра остается прежним, так как масса β -частиц ничтожно мала, почти в 1750 раз легче водорода, а порядковый номер увеличивается или уменьшается на единицу. Например:



или



3. С выделением γ -квантов — электромагнитного излучения с очень малыми длинами волн ($1 \cdot 10^{-8}$ см и меньше) и высокой проникающей способностью, большей, чем у рентгеновых лучей.

4. С захватом ядром орбитального электрона — К-захват. При этом ядро захватывает электрон, находящийся на К-орбите, наиболее близкой к нему. В результате заряд ядра уменьшается на единицу и возникает мягкое (рентгеновское) γ -излучение. Примером этого более редкого типа радиоактивного превращения является переход радиоактивного изотопа калия в аргон:



5. Путем деления тяжелых ядер (${}^{238}_{92}\text{U}$, ${}^{232}_{90}\text{Th}$) на две части, довольно близкие по массе. Этот процесс, открытый советскими учеными Г. Н. Флеровым и К. А. Петряжком в 1940 г. и имеющий очень большое значение для искусственного расщепления ядер, получил название самопроизвольного, или спонтанного, деления. Образующиеся при делении осколки часто неустой-

¹ Цифры слева внизу — порядковый номер элемента в таблице Менделеева, слева сверху — массовое число.

чивы и распадаются далее путем испускания нескольких нейтронов и α -частиц.

Естественные радиоактивные элементы могут распадаться либо одним из описанных выше способов, либо несколькими. Так, например, уран испытывает спонтанное деление и α -распад, а калий — β -распад и К-захват, самарий только α -распад и т. д.

Излучения α , β и γ обладают разной энергией и различной длиной пробега в окружающей среде.

Альфа-частицы выделяются со скоростью около 20 000 км/с. Однако, обладая сравнительно большой массой, они быстро затормаживаются, и длина их пробега очень мала. В воздухе в зависимости от начальной энергии длина пробега может быть различной, но не превышающей 12 см, в твердых веществах она измеряется микронами. Альфа-частицы быстро затормаживаются, в частности, слоем фотоэмульсии, и их след можно отчетливо наблюдать на фотопленке. Этот метод, фиксирующий движение α -частиц, широко применяется при изучении распределения радиоактивных минералов в горных породах. Он получил название метода фоторадиографий. При изучении радиоактивных минералов в аншлифах и шлифах без покровного стекла часто пользуются микрорадиографическими отпечатками, позволяющими наблюдать при различных увеличениях под микроскопом или биноклем следы α -частиц (треки) на толстослойных фотоэмульсиях.

Начальная скорость и проникающая способность β -лучей гораздо больше, чем α -лучей, но все же в горных породах они практически поглощаются 8-9-мм слоем; в воздухе длина их пробега составляет около 10 м.

Высокочастотное γ -излучение распространяется со скоростью света, т. е. 300 000 км/с; проникающая способность его очень велика — для полного поглощения нужен слой пород толщиной около 1 м, а в воздухе γ -излучение перестает чувствоваться лишь на расстоянии 1300—1400 м. Эта особенность γ -лучей доставляет много хлопот при работе с радиоактивными веществами, так как, оберегая здоровье людей, приходится заботиться о соответствующей изоляции указанных веществ. Для этого применяется свинцовое ограждение толщиной до 20 см. Но вместе с тем большая проникающая способность γ -лучей позволяет с помощью специальной геофизической аппаратуры вести наземные поиски и даже аэропоиски месторождений радиоактивного сырья, исследовать разрезы пород в глубоких скважинах, обнаруживать дефекты в металлических изделиях и т. п.

Многие радиоактивные элементы распадаются одноактно, превращаясь при выделении какого-либо вида частиц в определенный устойчивый изотоп (${}^{40}_{19}\text{K} \rightarrow {}^{40}_{20}\text{Ca}$ и др.). Другие же дают цепь промежуточных изотопов, тоже радиоактивных

и распадающихся с разной скоростью до тех пор, пока, наконец, не образуются нерадиоактивные и поэтому стабильные изотопы. Такой тип распада свойствен наиболее сильно радиоактивным природным изотопам ${}_{92}^{238}\text{U}$, ${}_{92}^{235}\text{U}$ и ${}_{90}^{232}\text{Th}$, для которых в настоящее время хорошо изучены все промежуточные продукты распада, объединяемые вместе с родоначальными атомами в семейства (рис. 1).

Замечательная особенность естественного радиоактивного распада заключается в том, что его скорость не зависит от внешних условий и на всем протяжении геологической истории Земли остается постоянной. Это проверено многочисленными экспериментами, в процессе которых исследовалось влияние температур в интервале от -270 до 7000°C , давление свыше 200 кгс/см², сильные магнитные поля, бомбардировка космическими лучами. И. Е. Старик указывает, что в некоторых случаях слабо изменялась лишь константа K -захвата у ${}^7\text{Be}$ и ${}^{99}\text{Tc}$ (элементы с малыми массами). Все остальные явления распада протекали так же, как и в природных условиях.

Закон радиоактивного распада можно выразить математически. Если обозначить число атомов распадающегося вещества в момент времени t через N , то число атомов dN , распавшихся за любой отрезок времени dt ,

$$dN = -\lambda N dt. \quad (1)$$

Здесь λ — радиоактивная постоянная, определяющая долю вещества, распадающегося в единицу времени; размерность λ обратна размерности времени. Знак минуса означает, что число атомов уменьшается.

Интегрируя уравнение (1) при условиях $t = 0$ и $N = N_0$, где N_0 — число атомов радиоактивного вещества в начальный момент времени, получим

$$N_t = N_0 e^{-\lambda t}, \quad (2)$$

где N_t — число атомов, не распавшихся за время t ; e — основание натуральных логарифмов. Этой формулой выражается закон радиоактивного распада элементов.

Часто пользуются также величиной «период полураспада». Под периодом полураспада понимается время, в течение которого первоначальное число атомов уменьшилось в 2 раза. Период полураспада T связан с радиоактивной постоянной λ следующим уравнением:

$$T = \ln 2 / \lambda = 0,693 / \lambda. \quad (3)$$

Периоды полураспада различных естественных радиоизотопов сильно варьируют: от долей микросекунд до нескольких миллиардов лет. Наибольшим значением T отличается изотоп теллура ${}_{52}^{130}\text{Te}$ — $1,4 \cdot 10^{21}$ лет (см. табл. 1). В связи с весьма

малыми величинами T некоторые промежуточные продукты распада семейств урана и тория практически не устанавливаются в их рудах. Очень быстро распадаются также большинство радиоизотопов, получаемых искусственно. Вполне вероятно, что в начальный период существования Земли ее элементарный состав был богаче, чем известный сейчас, а за время жизни Земли многие из изотопов полностью распались. Видимо, при попытках восстановления геохимических и энергетических условий прошедших эпох необходимо по возможности учитывать эту разницу в составе Земли, накладывающую отпечаток на течение всех геологических процессов. Указанная проблема входит в круг вопросов исторической геохимии, которую начал разрабатывать советский геохимик А. А. Сауков. Постоянство скорости радиоактивного распада элементов успешно используется при определении абсолютного возраста минералов и горных пород, а учет выделяемого вследствие распада тепла помогает раскрыть основные законы энергетической эволюции нашей планеты.

Наиболее активными естественными излучателями являются элементы, относящиеся к семействам урана и тория. Как упоминалось выше, родоначальные изотопы этих семейств (^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th) обладают еще одним замечательным свойством, установленным советскими физиками, — способностью к спонтанному делению с освобождением нескольких нейтронов. Открытие этого вида радиоактивного распада сыграло исключительно важную роль в использовании урана и тория для получения внутриядерной энергии.

В 1939 г. Фредерик Жолио-Кюри, Э. Ферми и другие ученые почти одновременно добились искусственного расщепления ядра урана на несколько крупных осколков под воздействием нейтронов. Фредерик Жолио-Кюри обратил внимание на то обстоятельство, что это расщепление носит характер взрыва и, хотя распадается лишь небольшая часть атомов урана, весь кусок его сильно нагревается, а нейтронов выделяется больше, чем было затрачено на реакцию. Если эти нейтроны снова попадут в ядра урана, то они вызовут новый распад во все увеличивающихся масштабах. Так впервые принципиально был решен вопрос о возможности осуществления саморазвивающейся цепной реакции, в результате которой освободилась бы колоссальная ядерная энергия.

Дальнейшие исследования выдающихся физиков всего мира, среди которых большую роль сыграли открытия советских ученых Ю. Б. Харитона, Я. Б. Зельдовича, Г. Н. Флерова, К. А. Петржака и других, привели к успешному осуществлению в специальных устройствах — атомных реакторах — цепных реакций, завершающихся выделением атомной энергии. Впервые такая реакция была выполнена в 1942 г. в США под руководством Э. Ферми. С этих пор расщепляющиеся радиоак-

тивные элементы получили название ядерного горючего и их значение неизмеримо возросло.

Области применения атомной энергии в мирных и военных целях общеизвестны. Не рассматривая их в настоящей работе, заметим, что разработанные физиками методы получения нейтронов чрезвычайно расширили возможность производства искусственных радиоактивных изотопов. Если в первых опытах Марии Кюри искусственная радиоактивность достигалась путем облучения α -частицами, то в настоящее время используются более эффективные нейтроны, с помощью которых можно создавать изотопы, являющиеся в свою очередь генераторами различных излучений нейтронов α -, β - и γ -частиц любой интенсивности и с разными энергиями.

Развилась новая отрасль промышленности — изотопная, занимающаяся изготовлением радиоизотопов для различных целей. Они широко применяются в геологии, геофизике, металлургии, машиностроении, приборостроении, медицине, биологии, сельском хозяйстве, химии и во многих других отраслях науки и производства. В нефтяной геологии успешно развивается исследование разрезов скважин с помощью наведенной радиоактивности, которая основана на том, что источник нейтронов, опущенный в скважину, вызывает образование искусственных радиоактивных изотопов в породах. По характеру излучений этих быстрораспадающихся изотопов можно выявить наличие в породах определенных элементов и оценить их количество. Таким образом, удается выделять водонефтяные контакты и оценивать коллекторские свойства пород. Облучение пород в скважинах нейтронами дает хорошие результаты при выявлении бора, алюминия, марганца, меди, кобальта и кремния. Разрабатывается методика для обнаружения других полезных ископаемых.

В биологии и медицине большое распространение получил метод исследования с помощью меченых атомов, который заключается в том, что к какому-либо веществу добавляют немного радиоактивного изотопа и затем по приборам, регистрирующим излучения, следят за его поведением в организме растений, животных, человека. Эксперименты такого рода привели к интереснейшим открытиям в области физиологии. Меченые атомы помогают выявлять трещины в газопроводах, воздухопроводах, применяются при исследовании металлургических процессов.

Радиоактивные изотопы очень важны также как средство лечения многих тяжелых заболеваний. Их использование получило название лучевой терапии, пришедшей на смену кюри-терапии, при которой лечение производилось с помощью излучений радия.

В связи с этим заметим, что как естественные радиоактивные вещества, так и многие искусственные радиоизотопы,

наряду со своим исключительно большим значением для развития науки и новой техники, при больших дозах излучения оказывают губительное влияние на живой организм. Поэтому работа с чистыми элементами и даже со многими природными соединениями требует специальных мер предосторожности, заключающихся в основном в защите от вредных излучений. Как известно, лучевая болезнь унесла из жизни многих крупнейших ученых, работавших с радиоактивными элементами, и среди них — Марию Кюри, так много сделавшую для исследования радиоактивности. В 1958 г. во французском павильоне Всемирной выставки в г. Брюсселе экспонировалась записная книжка Марии Кюри, в которую она заносила ход своих наблюдений 60 лет назад. Находившийся рядом с книжкой счетчик радиоактивности непрерывно работал, отсчитывая огромное число частиц, испускаемых радием, соли которого пропитали страницы книжки. Этот экспонат вызывал и огромное уважение посетителей к бескорыстному труду человека, отдавшего свою жизнь на благо последующих поколений, и в то же время предостерегал, напоминая о том, какие тяжелые последствия вызывает неосторожное обращение с радиоактивными элементами.

Успехи ядерной физики и особенно использование для ядерных превращений естественных радиоактивных элементов повлекли за собой быстрое развитие геологии радиоактивного сырья. В нашей стране первым организатором исследования радиоактивных минералов и поисков их месторождений явился В. И. Вернадский. В 1909 г. по его настоянию была создана Радиевая экспедиция Академии наук, а в 1920 г. уже вышел первый том Трудов Академии наук. Помощниками В. И. Вернадского в геологопоисковых работах этой экспедиции были К. А. Ненадкевич, А. Е. Ферсман, В. Г. Хлопин, В. И. Крыжановский и другие ученые, которые собрали первые отрывочные сведения о находках радиоактивных минералов, исследовали и описали немногие их месторождения, известные к тому времени. В. И. Вернадский в 1911 г. составил сводку рудопроявлений не только в России, но и в зарубежных странах, а также собрал данные о минералогии и геохимии урана и тория, что имело чрезвычайно большое значение для ориентации дальнейших поисковых работ.

В 1922 г. в Петрограде создается Радиевый институт, в работах которого значительное место занимают исследования в области геохимии радиоактивных элементов. Начинается разработка методов определения абсолютного возраста минералов и горных пород.

Бурное развитие производительных сил Советского Союза и необходимость обеспечения их отечественным сырьем вызвали большой размах геологических исследований. Работами многочисленных экспедиций и научно-исследовательских институтов получено много новых ценных данных в области геологии всех

полезных ископаемых, в том числе и радиоактивных элементов, что позволяет все увереннее прогнозировать их месторождения.

Основным сырьем для получения атомной энергии и создания многочисленных искусственных изотопов в настоящее время являются естественные радиоактивные элементы — уран и торий. Задача поисков их крупных месторождений будет еще долго привлекать к себе внимание геологов всех стран. Описание свойств этих элементов, их поведения в земной коре и условий образования месторождений и посвящены следующие разделы книги.

§ 2. УРАН, ТОРИЙ, РАДИЙ, ИХ СВОЙСТВА, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ОБЛАСТИ ПРИМЕНЕНИЯ

Уран является самым тяжелым из химических элементов, принимающих участие в строении земной коры. Он имеет порядковый номер 92 в периодической системе элементов Менделеева. Уран был открыт в 1789 г. немецким химиком М. Клапротом, но, как выяснилось впоследствии, этот ученый выделил кислородное соединение урана. Металлический же уран получил французский ученый Е. Пелиго лишь в 1841 г. Это серебристо-белый металл, который легко окисляется на воздухе и разлагает воду при температуре 100°C . Плотность его колеблется от $18,06$ до $19,04$ г/см³ (различные модификации), температура плавления 1132°C , температура кипения 3818°C . Важнейшим свойством урана является его ярко выраженная естественная радиоактивность. Описанию химических особенностей и поведения урана в земной коре посвящены многочисленные работы советских ученых: Д. И. Щербакова, А. А. Саукова, В. В. Щербины, В. Г. Мелкова и др.

В природе существуют три изотопа урана, имеющих различную распространенность и разные периоды полураспада: ^{238}U — $99,274\%$, $T=4,51 \cdot 10^9$ лет, ^{235}U — $0,7205\%$, $T=7,13 \times 10^8$ лет, ^{234}U — $0,0056\%$, $T=2,475 \cdot 10^4$ лет. Изотоп ^{235}U получил название актиноурана. Конечными продуктами распада этих изотопов являются свинец (^{206}Pb и ^{207}Pb) и гелий, а важнейшими промежуточными — ионий (радиоактивный изотоп тория — ^{230}Th) с периодом полураспада 83000 лет, радий (^{226}Ra) с $T=1590$ лет и радон (^{222}Rn) — наиболее тяжелый из инертных газов с $T=3,825$ дней.

Эти элементы являются постоянными спутниками урана, хотя их количество может сильно меняться в связи с тем, что они обладают различными химическими свойствами, летучестью и могут удаляться от родоначальных атомов урана. Радий, возникающий при превращении урана, сам распадается примерно в $3\,000\,000$ раз быстрее, чем уран. Поэтому соотношение этих элементов в породах должно быть приблизительно $1 : 3\,000\,000$.

Действительно, во многих минералах и горных породах они встречаются именно в таких соотношениях: 1 г радия на 3 т урана. Если продукты распада сохраняются в породах, то существует радиоактивное равновесие (на одну часть урана приходится $3,36 \cdot 10^{-7}$ частей радия, $2,17 \cdot 10^{-12}$ радона, $1,04 \cdot 10^{-21}$ полония и соответствующие количества других компонентов, возникающих из урана).

Если же какой-либо из продуктов распада или сам радиоактивный элемент уходит из минерала и породы, то происходит сдвиг равновесия. Выявление степени нарушения равновесия весьма важно при радиометрических поисках месторождений, использовании радиоактивных минералов для определения абсолютного возраста пород и т. п.

Уран имеет четный порядковый номер в таблице Менделеева и в соответствии с подмеченной геохимиками закономерностью более распространен в земной коре, чем соседние с ним нечетные элементы. Его кларк ($3,0 \cdot 10^{-4} \%$) выше, чем, например, у висмута (№ 83), золота (№ 79), рения (№ 75) и других элементов.

Уран может быть двух-, трех-, четырех-, пяти- и шестивалентным. Однако в природных условиях достоверно установлены соединения только четырех- и шестивалентного урана, причем четырехвалентные имеют большую распространенность. В свободном состоянии он не встречается. Разнообразие валентных проявлений урана связано с особенностями строения его электронных оболочек, что обуславливает двойственную химическую природу. Двойственность заключается в том, что в своих низких валентных состояниях уран близок к элементам группы редких земель — лантаноидам (III группа таблицы Менделеева), а в высоких — к элементам V и VI групп (V, Nb, Ta, Cr, Mo, W). В VI группу этот элемент и был помещен Д. И. Менделеевым.

Указанные особенности урана определяют его исключительную способность к изоморфизму и образованию минералов сложного, иногда до конца еще не выясненного состава, многие из которых имеют большое практическое значение и подробнее рассмотрены ниже. Для четырехвалентного урана особенно типичен изоморфизм с торием и элементами группы редких земель благодаря близости значений их ионных радиусов r :

$$rU^{4+} = 1,05 \text{ \AA}; \quad rTh^{4+} = 1,10 \text{ \AA}; \quad rTR^{3+} = (1,18 \pm 0,99) \text{ \AA}.$$

Большое значение для поведения урана в земной коре имеет также близость величин ионных радиусов U^{4+} и Ca^{2+} ($r = 1,06 \text{ \AA}$), вследствие чего уран может входить в решетки кальциевых минералов.

Уран легко окисляется, и поэтому его четырехвалентные соединения образуются только в условиях недостатка кислорода —

в глубинных зонах земной коры или в любых участках, но при наличии энергичных восстановителей.

Соединения шестивалентного урана, характерные для окислительной обстановки, очень легко гидролизуются (например, по схеме: $UF_6 + 2H_2O \rightarrow UO_2F_2 + 4HF$) с образованием солей комплексного двухвалентного катиона — уранила (UO_2)²⁺, который является слабым основанием, имеющим продолговатую форму (рис. 2) «длиной» от 6,04 до 6,84 Å и «шириной» 2,64 Å и, следовательно, более крупного, чем другие комплексные катионы. Столь значительные размеры уранила делают невозможным его изоморфизм с какими-либо другими соединениями. Поэтому в окислительных условиях образуется большое количество собственно урановых, неизоморфных минералов.

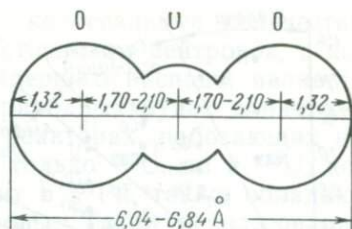


Рис. 2. Конфигурация и размеры уранильной группы

Многие соединения уранила, например его хлорид или сульфат, легко растворимы в воде или в слабокислых растворах. Это обуславливает высокие миграционные свойства соединений шестивалентного урана в земной коре. Нерастворимые соединения шестивалентного урана образуются лишь там, где уранил-ионы встречаются с достаточными концентрациями анионов-осадителей (фосфатных, арсенатных, ванадатных и т. п.), при реакции с которыми образуются соответствующие минералы. Если этого не случится, то уранил-ионы могут долго оставаться в рассеянном сорбированном состоянии в межмолекулярных каналах структуры воды, в полостях цеолитов, в пустотах минералов, на поверхностях их кристаллов и т. п.

Уран является типично литофильным элементом. Все урановые минералы представляют собой кислородные соединения, неизвестны соединения с мышьяком и серой. В магматических породах он тяготеет к гранитным породам и пегматитам, даже в сульфидных жилах встречается только в окисной форме.

Благодаря способности к изменению валентности, уран может быть то окислителем, то восстановителем. В кислой среде U^{4+} является восстановителем по отношению к Fe^{3+} , Mn^{4+} , Mo^{6+} , Cr^{6+} , а U^{6+} может в этих условиях окислять Cu^{1+} , Sn^{2+} , Ti^{3+} , V^{2+} , Cr^{2+} . В щелочной среде U^{6+} энергично окисляет двухвалентное железо (Fe^{2+}), восстанавливаясь сам до четырехвалентного состояния, что имеет большое значение для образования промышленных концентраций урановых руд.

Характерно положение урана на диаграмме ионных потенциалов (рис. 3), представляющих собой отношение валентности к ионному радиусу. Из диаграммы следует, что с уменьшением валентности элемента его ионный радиус возрастает, в связи с чем отрицательный ион гидроксила (OH)⁻ располагается



Рис. 3. Кислотные и щелочные свойства элементов в зависимости от соотношения валентности и ионного радиуса.

Последние занимают промежуточное положение между секторами, ограничивающими щелочные ионы и ионы сильных оснований, с одной стороны, и кислот, с другой. Способность к формированию комплексных ионов сказывается не только в образовании уранила, но и в том, что этот большой ион может давать еще более сложные сочетания с карбонатным, сульфатным, фосфатным анионами, с комплексами гуминовых кислот и др. В виде различных комплексных соединений уран мигрирует в гидротермальных и поверхностных водах, и поэтому изучение устойчивости и причин разрушения таких комплексов важно для выяснения закономерностей в формировании месторождений U.

Благодаря высокому заряду ионы U^{4+} и в меньшей степени $(UO_2)^{2+}$ способны сорбироваться различными веществами, что имеет большое значение для формирования экзогенных месторождений. Переменная валентность урана, его способность к миграции в глубинных и поверхностных условиях то в кислой, то в щелочной средах обуславливают большое разнообразие минералов и типов месторождений этого элемента.

Для урана со времени его открытия характер применения в промышленности изменился, пожалуй, сильнее, чем для какого-либо другого элемента. Вначале U использовали в химии, фотографии, стеклоделии (получение уранового стекла, флюоресцирующего желтовато-зеленым цветом) и в красильной промышленности (получение светящихся красок). В начале XX в. после открытия замечательных радиоактивных и лечебных свойств радия урановые руды приобрели очень большое значение как по существу единственный источник радия, а с 1939 г., когда был найден способ искусственного расщепления ядра, уран становится важнейшим стратегическим сырьем — ядерным

дальше от ядра атома, определяя щелочные свойства этого элемента. В то же время, чем больше валентность, тем меньше ионный радиус элемента и тем активнее притягивается к ядру катиона кислород гидроксидов, а освободившийся ион водорода характеризует, таким образом, кислотные свойства соединений.

Уран на диаграмме располагается в группе амфотерных элементов, стремящихся к образованию комплексных ионов.

горючим, позволяющим получать колоссальные количества контролируемой атомной энергии. Источником нейтронов, с которых начинается цепная реакция ядерного распада, является актиноуран ^{235}U , содержащийся в природных рудах в ничтожном количестве. Однако в атомных реакторах, работающих на быстрых нейтронах, применяется не только ^{235}U , но и ^{238}U , который, поглощая нейтроны, переходит в ^{239}Pu , также обладающий способностью выделять нейтроны. Такое использование ядерного топлива является наиболее эффективным.

Потребности атомной промышленности вызвали колоссальный рост добычи урана, а следовательно, и расширение поисковых и разведочных работ.

Торий имеет порядковый номер 90 в периодической системе элементов Менделеева. Торий был открыт И. Берцелиусом в 1829 г. при исследовании минерала, названного впоследствии торитом (ThSiO_4). В 1898 г. получили металлический торий и установили его радиоактивность. Это серебристо-белый металл довольно мягкий. Плотность его $11,7 \text{ г/см}^3$, температура плавления 1750°C , температура кипения 3500°C . В разбавленных кислотах торий не растворяется.

Торий имеет относительную атомную массу 232,12 и состоит в основном из изотопа ^{232}Th , в очень небольшом количестве присутствуют другие изотопы: ^{230}Th , ^{234}Th , ^{237}Th , ^{231}Th . Период полураспада ^{232}Th равен $1,41 \cdot 10^{10}$ лет. Конечные продукты радиоактивного превращения представлены радиогенным изотопом свинца (^{208}Pb) и шестью атомами гелия; к числу промежуточных короткоживущих продуктов относится тяжелый газ торон (Tn) с периодом полураспада 54,5 с. Среднее содержание ^{232}Th в земной коре равно $8 \cdot 10^{-4} \%$, т. е. его примерно в 2,5 раза больше, чем урана.

Торий обладает устойчивой валентностью, равной четырем. В свободном состоянии в естественных условиях он не встречается, а образует соединения с другими элементами — окислы, силикаты, фосфаты, карбонаты и фториды. В связи с большой способностью тория к изоморфизму в большинстве его минералов присутствуют уран, редкие земли, титан, тантал, ниобий и другие элементы. Так как торий имеет только одну валентность, его соединения устойчивы по отношению к окислению, что резко отличает торий от урана и способствует разобщению этих элементов в период миграции. В магматическом процессе в условиях недостатка кислорода они мигрируют вместе и дают много урано-ториевых минералов; в гидротермальных условиях уран частично переходит в шестивалентную форму и перемещается дальше в растворенном состоянии в виде собственно урановых соединений. Минералы урана, образующиеся впоследствии из этих растворов, содержат ничтожные количества тория.

Области промышленного использования тория довольно разнообразны. Еще с 1886 г. окись тория начала применяться при

производстве газовых горелок и калильных сеток газовых фонарей. В настоящее время ThO_2 добавляется в вольфрамовые нити ламп накаливания и радиоламп для повышения их стойкости. Металлический торий используется как катализатор при синтезе многих органических веществ, в качестве добавок при получении специальных оптических стекол, для повышения стойкости и жаропрочности хромо-никелевых, магниево-цинковых и магниево-циркониевых сплавов. Последние получили применение в авиационной промышленности при изготовлении ракет и управляемых снарядов.

Использование тория в атомной промышленности основано на том, что под действием нейтронов, испускаемых ^{235}U , в атомном реакторе ^{232}Th переходит в легко расщепляющийся ^{233}U , который сам является источником нейтронов, причем более удобным и безопасным при работе, чем плутоний. В последнее время проводятся специальные работы с целью повышения экономичности использования тория для получения атомной энергии в больших количествах, так как до сих пор еще основным ядерным горючим является уран.

Поскольку тория содержится в земной коре значительно больше, чем урана, ясно, что энергетические ресурсы этого радиоактивного элемента чрезвычайно велики. Однако добыча и разведка новых месторождений тория проводились гораздо менее активно, чем урановых. Это объясняется тем, что потребности промышленности в этом металле в значительной мере обеспечивались месторождениями, из которых кроме тория извлекались уран и редкоземельные элементы. Расширение применения тория в новой технике, особенно ракетной, привело к тому, что за последние десять лет его производство в капиталистических странах возросло примерно в 10 раз.

Радий имеет порядковый номер 88 в периодической системе элементов Менделеева. В чистом виде он был впервые выделен и изучен в 1910 г. Марией Кюри. Для того чтобы получить сотые доли грамма хлористой соли этого металла, Марии Кюри пришлось переработать несколько тонн отходов урановых рудников Иохимстали в Богемии. Сама урановая руда, содержавшая больше радия, была недоступна супругам Кюри из-за своей дороговизны.

В настоящее время свойства радия изучены довольно хорошо, хотя его накопление всегда сопряжено с большими трудностями в связи с чрезвычайно малым ($1 \cdot 10^{-11} \%$) содержанием в земной коре и присущим ему состоянием крайнего рассеяния. Это металл серебристо-белого цвета, мягкий, быстро темнеющий на воздухе. Радий находится во второй группе периодической системы элементов; химические свойства его очень близки к барию, относящемуся к той же группе, и разделение солей этих металлов представляет большие трудности. Сульфат радия обладает еще меньшей растворимостью, чем суль-

фат бария, что сильно ограничивает миграционные возможности радия в поверхностных условиях, где часто господствуют сульфатные воды. При наличии кислой реакции уран такими водами легко выносится, а радий в виде сульфатов накапливается. Происходит сдвиг радиоактивного равновесия, что необходимо учитывать при измерении радиоактивности пород, подвергнувшихся влиянию поверхностных вод. Относительная атомная масса радия равна 226,05. Радий встречается во многих минералах урана, природных водах, но в самых ничтожных количествах. Поэтому добывается он в основном из урановых руд, где накапливается как продукт распада урана; его содержание иногда достигает 0,2 г/т.

Радий обладает огромной радиоактивностью, превышающей радиоактивность урана в несколько миллионов раз. Соли радия светятся в темноте; вода, в которой они растворены, постепенно разлагается на водород и кислород. Аммиак под воздействием радия распадается на водород и азот, а кислород превращается в озон. Многие вещества под влиянием излучения начинают светиться и т. п. Как указывалось выше, радий сильно воздействует и на живые организмы, благодаря чему широко применяется в лечебных целях. Именно исключительно высокая радиоактивность обуславливает большое значение радия как полезного ископаемого.

В связи с очень малым содержанием радия в земной коре и его преимущественно рассеянным состоянием годовая добыча этого металла исчислялась в начале XX в. граммами, к 1939 г. она достигла 176 г. К 1940 г. за все время эксплуатации урановых месторождений суммарная мировая добыча радия составляла всего 1000 г. Наибольшее количество его было извлечено из руд месторождений Шинколовбе (Заир), Большого Медвежьего озера (Канада) и Витватерсранда (Южная Африка).

Краткий обзор наиболее характерных свойств и областей применения урана, тория и радия показывает, что важнейшим сырьем для получения атомной энергии в настоящее время является уран, чем и объясняется большой интерес к поискам его месторождений и к выявлению геологических закономерностей в их образовании. Поэтому в книге месторождениям этого металла уделяется наибольшее внимание.

§ 3. ПРОБЛЕМА РАДИОГЕННОГО ТЕПЛА

Выше уже отмечались литофильные свойства урана. Аналогичными особенностями обладают часто сопутствующие ему торий и радий, а также калий, гораздо более широко распространенный в земной коре. Основываясь на многочисленных анализах горных пород, слагающих литосферу, и исследованиях состава метеоритов, которые можно считать аналогами более глубоких

Среднее содержание радиоактивных элементов
и генерация радиогенного тепла
в разных слоях земной коры и верхней мантии [11]

Слой	U		Th		K		$q_{\text{в}} \text{ общ. } 10^{-6} \text{ Вт/м}^3$
	$\bar{x}, 10^{-4} \%$	$q_{\text{в}}, 10^{-6} \text{ Вт/м}^3$	$\bar{x}, 10^{-4} \%$	$q_{\text{в}}, 10^{-6} \text{ Вт/м}^3$	$\bar{x}, \%$	$q_{\text{в}}, 10^{-6} \text{ Вт/м}^3$	
Осадочный	2,8	0,69	8,9	0,55	1,5	0,15	1,39
Гранитно-метаморфический (зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фации)	4,2	1,09	16,0	1,13	3,4	0,34	2,57
	2,0	0,54	8,5	0,54	2,5	0,25	1,34
Диорит-трахиандезитовый (амфиболитовая и гранулитовая фации)	2,1	0,54	7,3	0,52	2,4	0,24	1,31
Базальтовый	0,8	0,22	2,5	0,18	0,6	0,063	0,47
Верхняя мантия (состав и радиоактивность каменных метеоритов)	0,014	0,004	0,040	0,003	0,06	0,006	0,013

Примечания. 1. \bar{x} — среднее содержание элемента. 2. $q_{\text{в}}$ — генерация радиогенного тепла (объемная плотность теплового потока). 3. Приведена характеристика двух типов гранитно-метаморфического слоя.

зон Земли, предложено следующее вероятное распределение радиоактивных элементов в Земле (табл. 2).

Из табл. 2 следует, что главная масса радиоактивных элементов сосредоточена в верхних гранитно-метаморфическом и осадочном слоях земной коры, сложенных самыми легкими, преимущественно сиалическими магматическими, осадочными и осадочно-метаморфическими породами. Реакции радиоактивного распада являются экзотермическими, и поэтому, помимо того влияния, которое оказывают на вмещающие породы различные продукты этого распада (α -лучи, β -лучи, γ -лучи, газообразные компоненты и т. п.), в верхних оболочках Земли возникает огромное количество радиогенной теплоты, играющей весьма большую роль в геологическом развитии нашей планеты.

Пьер Кюри подсчитал, что 1 г радия выделяет 569,8 Дж теплоты за 1 ч, что соответствует нагреву 136 г воды на 1°C за 1 ч. Если учесть длительность процесса распада радия, то можно подсчитать, что за время своего существования 1 кг Ra выделяет 12 570 млрд. Дж. Для того чтобы оценить значение этой цифры, укажем, что средняя теплотворная способность

донецкого угля равна примерно $33,5 \cdot 10^6$ Дж, и следовательно, теплота, выделяемая 1 кг радия при полном распаде, эквивалентна сжиганию 400 т каменного угля. Уран и торий распадаются медленнее и практически 1 г урана за 1 год выделяет только 3,05 Дж, а 1 г тория — 0,84 Дж. Зато содержание этих элементов в земной коре значительно выше, чем радия, и поэтому в общем балансе радиоактивной теплоты они играют несравненно большую роль. В связи со своей значительной распространенностью существенную долю теплоты вносит распад радиоактивного изотопа калия ^{40}K . Этот изотоп калия составляет 0,0119 % естественного элемента (кларк К 2,6 %); распаясь, он переходит в легкий инертный газ аргон (^{40}Ar) или в изотоп кальция ^{40}Ca . Период его полураспада составляет $1,33 \cdot 10^9$ лет, а выделяемое удельное количество теплоты оценивается Г. В. Войткевичем в $113,13 \cdot 10^{-3}$ Дж/кг.

Геологическое значение радиоактивных процессов с точки зрения пополнения общего тепла Земли впервые было подчеркнуто В. И. Вернадским. Именно им высказана мысль о том, что радиогенная теплота компенсирует постоянное охлаждение Земли снаружи, и поэтому ее недра продолжают оставаться нагретыми. Впоследствии советским радиологом В. Г. Хлопиным, американским ученым Г. Джеффрисом и другими были произведены расчеты теплоты, генерируемой в различных оболочках Земли, которые затем уточнили Г. В. Войткевич, Е. А. Любимова и др. В связи с тем, что радиоактивные элементы тяготеют к самой верхней гранитной оболочке, в ней же в основном и накапливается радиогенная теплота, составляющая примерно 43 % от всего глубинного теплового потока.

Количество этой теплоты настолько велико, что именно с радиоактивными процессами в настоящее время связывают разогрев внутренних зон Земли, вулканические явления, различия в термическом режиме отдельных областей, региональный метаморфизм горных пород и т. п. Подсчитано, что при отсутствии потерь радиогенная энергия, выделенная в граните за 100 млн. лет при радиоактивном распаде калия, урана и тория, вполне достаточна для полного плавления породы [11].

Выделение радиоактивной теплоты в прошлые эпохи существования Земли было еще значительнее. Это связано с тем, что присутствовало гораздо больше радиоактивных элементов, особенно короткоживущих, с малыми периодами полураспада; больше было и довольно медленно распадающихся ^{235}U и ^{40}K , так как их периоды полураспада соизмеримы с возрастом Земли, оцениваемым в 4-5 млрд. лет. Согласно данным В. Г. Хлопина и Г. В. Войткевича, суммарное количество радиогенной теплоты 3 млрд. лет назад было приблизительно в 2 раза, 4 млрд. лет назад — в 3 раза, а 5 млрд. лет назад — в 5,5 раз больше, чем в настоящее время (рис. 4). Отсюда следует, что температура земной коры тоже была значительно

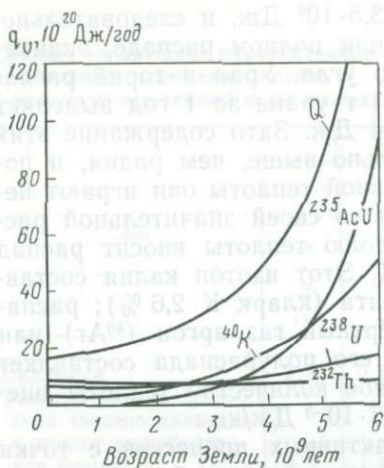


Рис. 4. Количество удельной теплоты q_v , выделяемой радиоактивными элементами в течение геологического времени [11].

Q — суммарное количество теплоты

выше, интенсивнее протекали вулканические процессы, магмообразование, метаморфизм и другие геологические явления. Это необходимо учитывать при анализе геологических процессов отдаленных эпох и использовании для их объяснения принципа актуализма.

Таким образом, радиоактивные элементы, применяющиеся сейчас как источники атомной энергии в условиях их быстрого искусственного преобразования, в естественной обстановке в течение всей истории развития Земли играют роль генераторов огромных количеств теплоты, без которой энергетический баланс и эволюция нашей планеты были бы совсем иными.

§ 4. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РАДИОАКТИВНЫХ СВОЙСТВ ЭЛЕМЕНТОВ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА МИНЕРАЛОВ И ПОРОД

Определение возраста горных пород, слагающих верхние части литосферы, относится к числу важнейших проблем геологии. Именно на возрастных соотношениях базируются представления о стратиграфии и последовательности тектонических процессов как отдельных геологических провинций, так и всего земного шара в целом, о времени проявления магматизма и связанной с ним металлогении, об эпохах формирования тех или иных осадочных полезных ископаемых и т. п. До открытия явления радиоактивного распада элементов в геологии господствовали методы относительной геохронологии, основанные на эволюции растительного и животного мира. Стратиграфическая шкала, созданная с помощью выделения руководящих форм растений и животных, сменявших друг друга на протяжении геологической истории, не потеряла своего значения до сих пор. Более того, она является столь детальной, что никакими другими методами пока не удалось достигнуть такого же дробного возрастного подразделения. Вместе с тем длительность отдельных геологических эр, периодов, эпох долгое время оставалась неизвестной. Были сделаны попытки решить этот вопрос различными путями: определялась скорость накопления осадков в морских и озерных водоемах и потом рассчитывалось время

отложения какой-либо толщи осадочных пород; вычислялось количество растворимых солей, поступающих ежегодно в моря и океаны, и на основании измерения современной океанической солености производился расчет времени, в течение которого она создалась и т. п. Все эти попытки, сделанные различными учеными, приводили к противоречивым результатам, так как использовались процессы, скорость которых менялась на протяжении истории Земли.

Радиоактивный распад элементов Земли, протекающий в естественных условиях со строго постоянной скоростью, дает геологам замечательную возможность точной оценки абсолютного геологического времени. Впервые такая мысль была высказана вскоре после открытия радиоактивности почти одновременно Пьером Кюри и Э. Резерфордом. В Советском Союзе эти исследования были поставлены В. И. Вернадским, уделявшим буквально повседневное внимание радиогелиологии и ее возможностям. Первые определения абсолютного возраста минералов у нас были сделаны в 1925 и 1926 гг. В. Г. Хлопиным и К. А. Ненадкевичем, а с 1931 г. этой работой начала систематически заниматься Междуведомственная комиссия, председателем которой являлся В. И. Вернадский.

В Советском Союзе разработан ряд методов определения абсолютного возраста, а в 1960—1961 гг. была создана единая геохронологическая шкала абсолютного летоисчисления, охватывающая развитие Земли от катархей до неогена и по детальной расчлененности докембрийских образований не имеющая равных в мировой геологической науке. В 1964 г. она была уточнена и утверждена Комиссией по определению возраста геологических формаций при Академии наук СССР. К настоящему времени накопился материал, позволяющий снова скорректировать возраст главных рубежей геологической истории Земли, особенно для докембрийских образований, что нашло отражение в схеме, утвержденной в 1978 г. Междуведомственным стратиграфическим комитетом (табл. 3).

Геохронологические исследования широко применяются в современной геологии для решения ряда конкретных вопросов: установления времени внедрения магматических интрузий, метаморфизма пород, выяснения соотношения со временем внедрения интрузий гидротермальных жил, выделения стадий рудообразования в месторождениях полезных ископаемых и т. п.

Теоретически любой из радиоактивных элементов Земли может быть использован для определения абсолютного возраста, но одни из них очень редки и рассеяны, другие дают трудноуловимые продукты распада или слишком быстро распадаются, для ряда элементов не удалось еще точно установить радиоактивную постоянную λ . Поэтому в настоящее время измерения возраста ведутся лишь по некоторым изотопам.

Геохронологическая шкала абсолютного возраста геологических формаций

Возраст рубежей, млн. лет	Период, эпоха		Длительность, млн. лет	Эра	
1,5 — 2	Q	Плейстоцен	0,7	Кайнозой	
12±1	N ₂	Плиоцен	10—10,5		
26±1	N ₁	Миоцен	14		
37±2	P ₃	Олигоцен	11		
60±2	P ₂	Эоцен	23		
67±3	P ₁	Палеоцен	7		
137±5	K	Мел	70		
195±5	J	Юра	55—58		Мезозой
230±10	T	Триас	40—45		
285±10	P	Пермь	45		
350±10	C	Карбон	65—70	Палеозой	
405±10	D	Девон	55—60		
440±15	S	Силур	35		
500±20	O	Ордовик	60—70		
570±20	Є	Кембрий	70—80		
(650 — 680) ± 20	V	Венд	~100		Протерозой
1650±50	R	Рифей	~1000		
2600±160			~1000	Ниж- ний	Докембрий
	AR			Архей	

Сущность любого из радиологических методов определения возраста заключается в том, что в результате распада количество радиоактивных изотопов, присутствующих в минералах и горных породах, непрерывно уменьшается, но вместе с этим непрерывно накапливаются устойчивые продукты их распада. Чем дольше протекает распад, тем, очевидно, больше накапливается этих продуктов. Если минерал или порода представляют собой закрытую систему, т. е. если за весь период их жизни не происходило ни выноса, ни нового поступления родоначального элемента или продуктов его распада, то, зная постоянную радиоактивного распада λ , начальное количество распадающегося изотопа N_0 и конечное его содержание N_t , можно вычислить время t , прошедшее с момента образования изотопа, а следовательно, и заключающего его минерала. Конечное содержание нераспавшегося радиоактивного изотопа определяется с помощью химического или радиохимического анализа; чтобы получить начальное содержание, необходимо определить количество стабильного изотопа $N_{ст}$, являющегося конечным продуктом распавшейся части радиоактивного вещества. Тогда начальное количество

$$N_0 = N_t + N_{ст}. \quad (4)$$

Используя формулу (2) радиоактивного распада, находим основное соотношение для вычисления возраста пород:

$$N_{ст} = N_t (e^{-\lambda t} - 1) \quad (5)$$

или

$$\frac{N_{ст}}{N_t} = e^{\lambda t} - 1. \quad (6)$$

Логарифмируя это уравнение и переходя к десятичным логарифмам, получим

$$t = \frac{2,303}{\lambda} \lg \left(1 + \frac{N_{ст}}{N_t} \right), \quad (7)$$

где t — время распада элемента, или его абсолютный возраст.

Очевидно, что определение возраста будет тем точнее, чем лучше сохранились в породе конечные продукты распада. Так как величина $N_{ст}$ находится в числителе, то чем больше в минерале продуктов распада, тем древнее его возраст.

При использовании формулы (7) следует учитывать, что радиоактивная постоянная λ вычисляется для каждого из элементов исходя из периода его полураспада T . Но поскольку сам период полураспада определяется статистически, то величина λ постепенно корректируется.

При выборе метода исследования для конкретных геологических объектов необходимо учитывать длительность существования последних. Например, по изотопам с большими

периодами полураспада нельзя измерять возраст четвертичных образований, так как в них не успевает накопиться достаточное для точного определения количество продуктов распада. Наоборот, для древних пород не подходят элементы с малыми периодами полураспада, вследствие того, что они за время жизни пород практически полностью распадаются. Особенно тщательно необходимо подходить к оценке степени сохранности продуктов распада в том случае, если они представляют собой газы. Именно в связи с довольно сильным рассеиванием радиогенного гелия весьма удобный гелиевый метод определения возраста может применяться только ограниченно с использованием тех минералов или элементов, которые удерживают его достаточно хорошо (циркон, рутил, касситерит, шпинель, некоторые самородные металлы).

В настоящее время наиболее широко и успешно применяются следующие методы:

- 1) свинцовый, точнее свинцово-урано-ториевый;
- 2) аргон-калиевый и кальций-калиевый;
- 3) стронций-рубидиевый;
- 4) радиоуглеродный.

В их наименованиях отражены названия изначальных элементов и конечных продуктов распада, по которым ведется определение. Детальное описание этих и других методов, разрабатываемых в настоящее время для специфических объектов, и примеры их использования можно найти в специальных работах И. Е. Старика, Э. К. Герлинга, Н. И. Полевой, А. И. Тугаринова и других советских ученых. Здесь охарактеризованы лишь принципиальные положения и самые общие условия применения наиболее важных способов определения возраста.

Свинцовый метод основан на радиогенном распаде ^{238}U , ^{235}U и ^{232}Th , конечными продуктами которого являются различные стабильные изотопы свинца — соответственно ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb — и атомы гелия. Содержание урана, актиноурана и тория определяется радиохимическим анализом, а изотопный состав свинца — масс-спектральным.

В целях получения наиболее надежных результатов по свинцовому методу необходимо предъявлять определенные требования к отбору образцов, предназначенных для исследования. Образцы должны быть максимально свежими; зерна радиоактивных минералов не должны содержать посторонних включений, особенно нежелательны включения галенита. Обычно отбирают минералы кристаллической формы — уранинит, циркон, торит и др. Навеска для анализа зависит от содержания радиоактивных элементов в минерале, а также от возраста породы. Для уранинита — это 0,5—0,1 г., а для циркона 1,0—5,0 г.

При соблюдении правил отбора материала точность определения абсолютного возраста не ниже 3—5%. Свинцовый ме-

тод позволяет вести определения абсолютного возраста в интервалах от $(3-5) \cdot 10^9$ до $(15-20) \cdot 10^6$ лет, т. е. практически для всей геохронологической шкалы (от архея до палеоген-неогена).

Аргон-калиевый и кальций-калиевый методы основаны на радиоактивных превращениях ^{40}K , которые могут идти двумя путями: благодаря эффекту К-захвата небольшая часть ^{40}K (около 12%) превращается в ^{40}Ar , основная же часть ^{40}K (около 88%) в результате β -излучения переходит в ^{40}Ca . Поэтому для определения возраста могут быть использованы две реакции, что и отражено в названии методов. Практически более удобна первая, так как кальций — элемент, широко распространенный, и иногда трудно точно установить количество его радиогенных изотопов, а аргон в породах в своей главной массе радиогенный. Аргон выделяют путем прокаливании образца при температуре $1200-1400^\circ\text{C}$ под вакуумом. После очистки аргона от посторонних газов, удаляющихся вместе с ним из пород, измеряется парциальное давление аргона, позволяющее судить о его количестве. Возможная примесь воздушного аргона, проникающая в минерал в результате сорбции или недостаточного отсасывания воздуха из установки перед началом эксперимента, может быть учтена с помощью масс-спектрального анализа. В воздухе есть легкие изотопы ^{36}Ar , ^{38}Ar , которые и будут при этом обнаружены. Авторами метода являются советские ученые Э. К. Герлинг и В. Г. Хлопин, впервые предложившие его в 1948 г.

Аргон-калиевый метод применяется очень широко, так как определение возраста с его помощью можно вести по различным породообразующим минералам — полевым шпатам, слюдам, амфиболам, которые содержатся в породах в больших количествах, выделение их не представляет трудностей и возможно из малых навесок. Поэтому можно работать с кернами скважин. К числу недостатков метода относится способность аргона удаляться из минералов при повышении температуры. Наиболее легко теряют его полевые шпаты (по данным Э. К. Герлинга, из калиевых шпатов аргон начинает уходить уже при температуре 400°C). Труднее удаляется он из слюд — мусковита и биотита, которые и используются в основном для возрастных определений. Так же как для свинцового метода, для аргон-калиевого необходимо отбирать совершенно свежие образцы, не затронутые выветриванием или гидротермальными процессами. Нежелательно также присутствие в пластинках биотита включений радиоактивных минералов, приводящих к образованию плеохронных ореолов изменения, в пределах которых под влиянием радиоактивного воздействия происходит потеря аргона. Для определения необходимо от 5 до 10 г слюды.

Стронций-рубидиевый метод используется чаще всего не самостоятельно, а для контроля данных, получаемых с помощью аргон-калиевого метода. Это возможно потому, что все калиевые минералы в тех или иных количествах содержат рубидий, являющийся изоморфным компонентом. Естественный рубидий состоит из двух изотопов: ^{85}Rb (72,8 %) и ^{87}Rb (27,2 %). Изотоп ^{87}Rb радиоактивен и вследствие β -излучения превращается в ^{87}Sr , имеющий большой период полураспада (см. табл. 1) и гораздо менее подвижный, чем аргон. Применение метода осложняет малое содержание ^{87}Rb в минералах.

Для докембрийских пород Кольского полуострова и Украинского щита с помощью рубидий-стронциевого метода получена достаточно хорошая сходимость с данными свинцового метода.

Радиоуглеродный метод пригоден лишь для самых молодых природных образований (от 30 000 до 2000 лет), так как период полураспада радиоактивного изотопа углерода ^{14}C равен всего 5000 лет. Изотоп ^{14}C образуется в верхних слоях атмосферы в результате воздействия на азот (^{14}N) космического излучения, не меняющего своей интенсивности, как полагают, в течение последних 50 000 лет. Радиоактивный углерод примешивается в атмосфере к углероду углекислого газа (CO_2), откуда поступает в воды, горные породы, растения и организмы животных, в том числе и в известковые раковины морских моллюсков. Содержание ^{14}C в живых организмах поддерживается на определенном уровне. После их отмирания ^{14}C в них уже не пополняется за счет обмена с атмосферой, а постепенно уменьшается в связи с радиоактивным распадом. Зная радиоактивную постоянную λ и количество конечного продукта ^{14}N , можно рассчитать возраст породы или органических остатков.

Радиоуглеродный метод используется для определения возраста речных террас, древних морен, по которым уточняются эпохи оледенения, современных морских карбонатных илов, отложений озер и т. п. Он успешно применяется также при археологических исследованиях, что позволило создать шкалу абсолютного возраста в тысячах лет для событий разных периодов развития человеческого общества. Наиболее хорошие результаты получены в интервале от 1000 до 30 000 лет. Точность метода — около 100 лет.

Кроме перечисленных, наиболее широко используемых методов отметим еще иониевый метод, который имеет большое значение для определения возраста и скорости накопления океанических осадков. Ионий (Io, или ^{230}Th) образуется при распаде урана, содержащегося в морской воде, и вследствие малой растворимости быстро выпадает в осадок, иногда захватываясь коллоидами железа и марганца, благодаря чему он часто входит в состав железомарганцевых конкреций. В верхней части осадка создается избыток иония по отношению к урану, так как уран в основном остается в растворе.

Поскольку период полураспада иония $T = 83\,000$ лет, после перекрытия новыми слоями осадка его количество быстро убывает, приближаясь к радиоактивному равновесию с ураном. Зная разницу в скорости распада урана и иония можно рассчитать, что такое равновесие должно наступить за $400\,000$ — $500\,000$ лет. Возраст осадков определяют по соотношению иония в верхних частях ила (I_{00}) и в исследуемом погруженном слое. После вычисления возраста осадков, зная их мощность, можно рассчитать скорость накопления этих образований.

В дальнейшем при описании месторождений радиоактивных металлов в книге неоднократно приводятся цифры абсолютного возраста урановых и ториевых минералов, помогающие судить об этапах рудообразования и часто о генезисе рудных концентраций. Все они, естественно, получены с помощью свинцового метода.

§ 5. ГЛАВНЕЙШИЕ МИНЕРАЛЫ УРАНА И ТОРИЯ

Уран отличается большой химической активностью и легко вступает в реакцию с другими элементами, образуя много минералов. В настоящее время их известно более 160, причем около 30 открыто за последние 20 лет. Помимо собственно урановых минералов, в которых уран является главной составной частью, есть большое число минералов, где он присутствует в качестве примеси, составляя лишь несколько процентов или доли процента. Это урансодержащие минералы.

Торий также входит в состав около 100 минералов, причем большинство их содержит и уран. Собственно ториевых минералов немного, менее десяти. Все они относятся к группе устойчивых в химическом отношении акцессорных компонентов кислых и щелочных магматических горных пород и пегматитов — торрианит, торит, монацит и др. Но и в этих минералах, хотя бы в виде небольшой изоморфной примеси, почти всегда содержится четырехвалентный уран, а иногда его настолько много, что выделяются промежуточные минералы, как, например, ураноторит и ураноторрианит.

Для обоих элементов весьма характерно большое сродство с кислородом (в состав буквально всех минералов входит кислород), часто они содержат воду или гидроксильную группу. Типично полное отсутствие солей галоидных кислот и сульфидов; неизвестны самородные уран и торий, а также их минералы, в которые бы входили селен, теллур, элементы группы платины, элементы высокотемпературных эманаций — олово, бор и вольфрам. В связи с тем, что уран легко подвергается окислению или восстановлению, которые сменяют друг друга при миграции растворов в земной коре, в одном и том же минерале часто присутствуют одновременно четырех- и шестивалентные ионы. Следует учитывать также, что при радиоактивном распаде окислов U^{4+} вследствие разложения части его атомов

освобождается кислород, который сейчас же присоединяется к оставшимся атомам, переводя их в U^{6+} . Это — автоокисление, которое приводит к тому, что чистого природного UO_2 нет, всегда в нем оказывается хоть немного UO_3 . В уран- и торий-содержащих минералах из-за изоморфизма часто присутствуют в значительных количествах другие радиоактивные или редкие элементы — цирконий, ниобий, тантал, гафний, редкие земли, благодаря чему они являются весьма ценными комплексными рудами.

Радий не образует самостоятельных минералов, но иногда входит в качестве незначительной примеси (менее $1 \cdot 10^{-7}$ г/г) во многие неурановые минералы, обуславливая их несколько повышенную радиоактивность. Такие минералы получили собственные названия — радиокальцит $(Ca, Ra)CO_3$, радиофлюорит $(Ca, Ra)F_2$, радиобарит $(Ba, Ra)SO_4$, гокутолит $(Ba, Ra, Pb)SO_4$ и др. Примесь радия обнаруживается иногда, кроме того, в церусситах, пироморфитах, вульфенитах, лимонитах, хризоколлах и бирюзах, образующихся в зоне окисления гидротермальных сульфидно-урановых месторождений. Имеющиеся сведения позволяют считать, что радий накапливается в минералах, содержащих катионы с близким к нему радиусом или обладающих коллоидным и метаколлоидным строением. Известны обогащенные радием воды гидротермального и поверхностного происхождения. В частности, воды нефтяных месторождений иногда содержат такое количество радия, что становится возможным его промышленное извлечение. Обогащение радием твердых минералов может происходить как при их образовании, так и в более позднее время под влиянием радийсодержащих вод.

Изучение радиоактивных минералов сопряжено с большими трудностями, что связано с их сложным переменным химическим составом и обычно небольшими размерами кристаллов или агрегатов. Иногда диагностика этих минералов осложняется метамиктным состоянием, возникающим под влиянием бомбардировки α -частицами при радиоактивном распаде и заключающемся во внутренней перестройке кристаллической решетки и понижении химической устойчивости. Такие минералы, обладая кристаллическим строением, при оптическом и рентгенометрическом исследовании ведут себя как аморфные. Особенно часто метамиктность проявляется у сложных окислов (пирохлор, бетафит, давидит, браннерит и др.) и силикатов (торит, циркон, ортит и др.). Естественно, что при этом затрудняется определение характера кристаллической решетки минералов.

В связи с отмеченными выше особенностями точная диагностика многих урановых и урано-ториевых минералов помимо изучения их внешних признаков — цвета, цвета черты, люминесценции, твердости, плотности — требует еще и применения микроскопического, химического, спектрального, рентгенострук-

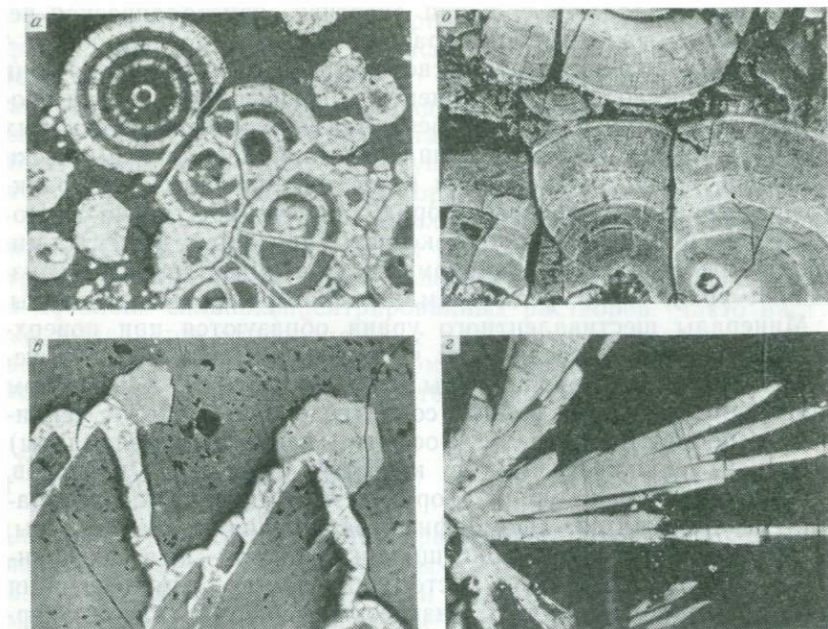


Рис. 5. Главнейшие минералы урановых руд.

а — сферокристаллы настурана (светлое), замещенного по концентрам и секториально кальцитом (темное); аншлиф, увел. 50 (фото В. Е. Бойцова); *б* — зональные выделения настурана; аншлиф (протравлен HNO_3 1:1), увел. 105 (фото А. И. Тишкина); *в* — последовательное нарастание урановой смолки (светлое) и коффинита (серое) на кристаллы доломита, замещенного кальцитом (темное); аншлиф, увел. 82 (фото В. А. Стрельцова); *г* — игольчатые кристаллы браннерита; аншлиф, увел. 50 (фото А. В. Заварзина)

турного, электронно-микроскопического исследования и электронного микрозондирования. Методика определения радиоактивных минералов детально рассматривается в ряде руководств [2, 7].

В приложении, помещенном в конце книги, приведены наиболее распространенные урановые, урансодержащие и ториевые минералы и минеральные вещества, концентрирующие уран. Наибольшее промышленное значение имеют следующие минералы: урановые — настуран, уранинит, урановые черни, торянит, пирохлор, ураноторит, браннерит, давидит, коффинит, ненадкевит, уранофан, казолит, отенит, торбернит, ураноспинит, цейнерит, карнотит, тьюмунит, урансодержащие фосфориты; урано-ториевые — монацит, торит, ураноторит, торянит, браннерит (рис. 5).

Кристаллохимические особенности и свойства перечисленных в приложении минералов тесно связаны с условиями их образования [4, 12]. Минералы четырехвалентного урана и тория — ураноторосиликаты, титанаты, урансодержащие цирконосиликаты, тантало-ниобаты, которые формируются в глубинных зонах земной коры, представляют собой сложные изоморфные

соединения, обладают большой энергией кристаллической решетки, темной часто черной окраской, высокой плотностью (от 4 до 6 г/см³), довольно большой твердостью (от 5 до 6 и более). Они являются аксессуарными компонентами гранитоидов, иногда обогащают пегматиты и реже встречаются в высокотемпературных гидротермальных жилах. Большая часть минералов химически устойчива, благодаря чему они могут накапливаться в продуктах выветривания коренных пород, образуя россыпные месторождения (монацит, циркон, эвксенит, пирохлор и др.). Эти минералы представляют собой комплексные руды, из которых извлекают уран, торий, редкие земли и некоторые редкие элементы.

Минералы шестивалентного урана образуются при поверхностном изменении соединений четырехвалентного урана в условиях обилия кислорода, воды и углекислоты. В химическом отношении это обычно водные соли кислородных кислот (силикаты, карбонаты, сульфаты, фосфаты, ванадаты, молибдаты) с группой уранила (UO_2)²⁺ в качестве одного из катионов, а также гидроокислы урана. Торий в этих минералах, как правило, не содержится. Изоморфные замещения не характерны. Минералам этой группы присущи яркие цвета — желтые, оранжевые, зеленые. Довольно часто наблюдается люминесценция в ультрафиолетовых лучах. Физические свойства (блеск, твердость, спайность) значительно варьируют, так же как и формы нахождения. Часто эти минералы либо образуют псевдоморфозы по скоплениям первичных руд, либо выполняют пустоты и трещинки в зоне окисления урановых месторождений. Многие из них легко растворимы в природных водах и поэтому мигрируют буквально на глазах, образуя выпоты и налеты на стенках горных выработок и крепежных стойках.

Минералы, в состав которых одновременно входит четырех- и шестивалентный уран, формируются в довольно большом диапазоне термобарических и химических условий и обладают сильно меняющимися свойствами. Сюда относятся, в частности, главные рудные минералы — уранинит, настуран, урановые черни, часть гидроокислов, силикатов, молибдатов урана. В. Г. Мелков считает возможным относить к этой группе и соединения урана с органическим веществом типа тохолита, карбурана и др. Образуются эти минералы в гидротермальных жилах, в осадочно-метаморфизованных и экзогенных месторождениях, в зоне цементации гидротермальных месторождений, всегда в условиях недостатка кислорода. Они неустойчивы по отношению к выветриванию и поэтому, как правило, не сохраняются в россыпях.

Окраска минералов черная или темно-бурая, твердость меняется от 1 до 6, плотность от 4 до 9 г/см³. Для них типичен раковинистый излом, смолистый или матовый блеск. Кристаллическая форма не всегда хорошо выражена. Для настурана, называемого за смолистый блеск урановой смоляной рудой, или ура-

новой смолкой, весьма характерны гроздевидные, почковидные, сфероидальные выделения без ясно выраженных кристаллов [2]. Вследствие этого минерал часто называют колломорфным, считая, что он отлагался из коллоидных растворов в виде сгустков геля и лишь позднее раскристаллизовывался. С характером образования связывают и присущие настурану трещинки синерезиса. Работами Д. П. Григорьева для других минералов с почковидными формами выделения (малахит, халцедон, гетит) и Ю. М. Дымкова [12] для настурана показано, что такие агрегаты могут расти путем непосредственной кристаллизации из довольно сильноконцентрированных растворов. Часто настуран выделяется одновременно с карбонатами, кварцем и другими минералами. Таким образом, коллоидное образование для этого минерала отнюдь не обязательно.

§ 6. КЛАССИФИКАЦИЯ УРАНОВЫХ И ТОРИЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Для урановых месторождений предложено большое число классификационных схем, основанных как на генетических признаках, так и на приуроченности рудных тел к определенным вмещающим породам. Последнее связано с тем, что часто генезис отдельных месторождений урана, несмотря на длительный период их изучения, остается спорным. Это объясняется способностью урана в зависимости от внешних условий быстро менять валентность, переходить в растворимое состояние и перемещаться на значительные расстояния после своего первоначального отложения.

В большинстве генетических классификаций, предложенных А. Г. Бетехтиным, В. Н. Котляром, В. И. Смирновым, Д. Эверхартом и Р. Гаррелсом, В. Мак-Келви и многими другими исследователями, все месторождения урана подразделяются на три класса: I — эндогенные, II — экзогенные, III — метаморфогенные. Эти классы разбиваются на ряд групп, в пределах которых в свою очередь выделяются типы месторождений. Названия последних и их число неодинаковы у разных авторов.

Метаморфогенные месторождения урана рассматриваются как продукт изменения его первичных более или менее значительных скоплений в осадочных либо эффузивно-осадочных породах. Следовательно, в эту группу войдут только осадочно-метаморфизованные месторождения урана. Поэтому вполне логично не обособлять ее, а рассматривать как последнюю стадию преобразования экзогенных месторождений, как это делает, например, Д. Я. Суражский.

Последние 20 лет в советской и зарубежной литературе обсуждается несколько иной подход к классификации урановых месторождений, особенно эндогенных. А. И. Семеновым, В. И. Смирновым, Ф. И. Вольфсоном, В. И. Казанским,

Н. П. Лаверовым и другими исследователями предложено группировать месторождения не столько по минеральному составу руд и геологическим особенностям конкретных рудных залежей, сколько по их приуроченности к определенным тектоно-магматическим комплексам, формирующимся в определенных геотектонических условиях: на древних щитах, в фанерозойских складчатых областях, на активизированных платформах. При рассмотрении месторождений складчатых областей, особенно гидротермальных, большое внимание уделялось анализу условий их формирования в различных структурных этажах (нижнего, среднего, верхнего) этих областей [16], различающихся по характеру магматизма, тектонической дислоцированности и другим признакам.

На Афинском симпозиуме по генезису урановых месторождений (1974 г.) обсуждалась металлотектоническая классификация месторождений урана [18], в которой с использованием того же принципа выявления связи формирования урановых месторождений с определенными этапами истории развития сиалической коры дана геотектоническая привязка большей части известных в настоящее время месторождений урана, в том числе и экзогенных. Таким образом, указанный подход к классификации месторождений урана является наиболее современным и с теми или иными вариациями разрабатывается различными научными школами. Он базируется на том, твердо установленном факте, что изменение тектонического режима на протяжении геологической истории Земли приводит к постепенному усложнению строения ее верхней оболочки — литосферы. Резко изменяются интенсивность и характер магматизма, метаморфических процессов; осадкообразование протекает во все более сложной обстановке в связи с выведением на поверхность новых серий интрузивных и эффузивных магматических пород, развития органической жизни, изменения размеров и солености водных бассейнов и т. п. Периоды тектонической и магматической активизации сменяются эпохами относительной стабильности. Все это, естественно, отражается на активности рудообразующих процессов и их конкретных проявлениях.

Группирование месторождений с учетом их приуроченности к определенным тектоно-магматическим комплексам является весьма перспективным с точки зрения выработки научно обоснованных критериев дальнейших поисков этих месторождений. Однако опубликованные варианты [3] такого группирования существенно отличаются друг от друга, что связано в основном с неравномерной изученностью месторождений, с их геологической позицией и разным подходом авторов к истолкованию генезиса. Последнее относится, в частности, к отечественным месторождениям урана, которые приурочены к докембрийским метаморфическим породам, относимым даже в новейшей литературе одними авторами к группе метаморфогенных [14], а дру-

гими — к группе гидротермальных [7]. Существенные разногласия имеются и по поводу принадлежности месторождений, приуроченных к осадочным породам, к той или иной классификационной группе.

В настоящей книге принята следующая общая схема разделения месторождений урана на классы и группы.

I. Эндогенные месторождения:

- 1) магматические;
- 2) пегматитовые;
- 3) контактово-метасоматические (скарновые);
- 4) гидротермальные.

II. Экзогенные месторождения:

- 1) седиментационно-диагенетические;
- 2) эпигенетические (инфильтрационные);
- 3) полистадийные;
- 4) полигенные.

III. Осадочно-метаморфогенные месторождения:

- 1) в древних конгломератах;
- 2) в углисто-кремнистых сланцах.

Ниже при описании гидротермальных месторождений, являющихся главным объектом промышленной разработки в классе эндогенных месторождений, приводится их более дробное подразделение с привязкой к определенным структурно-тектоническим единицам. Влияние структурно-тектонического фактора учитывается также при характеристике ряда экзогенных месторождений.

Промышленное извлечение тория как попутного элемента возможно из некоторых групп эндогенных концентраций урана, в частности магматических и пегматитовых. Но, кроме того, для этого элемента известны специфические классы и группы существенно ториевых месторождений, имеющие большое промышленное значение. Среди них особенно важны следующие.

I. Эндогенные месторождения:

- 1) ториеносные карбонатиты;
- 2) гидротермальные — кварц-монацитовые и кварц-торитовые жилы.

II. Экзогенные месторождения: аллювиальные и прибрежно-морские россыпи.

III. Осадочно-метаморфогенные месторождения: метаморфизованные россыпи.

§ 7. ПРОИЗВОДСТВО УРАНА И ТОРИЯ

В КАПИТАЛИСТИЧЕСКИХ И РАЗВИВАЮЩИХСЯ СТРАНАХ,
СЫРЬЕВАЯ БАЗА

В связи с расширением областей применения и техническим прогрессом промышленное производство урана и тория за

последние 10 лет сильно возросло. Однако на фоне этой общей тенденции наблюдаются значительные колебания (рис. 6). В динамике производства урана наблюдался интенсивный рост с 1945 г., завершившийся максимумом в 1959 г. Диктовался он в основном использованием урана для производства ядерного оружия и созданием запасов атомного сырья в милитаристических целях. С 1955 г. начинается применение этого элемента в атомной энергетике, но сначала очень ограниченное. В 1959 г. в капиталистических странах было произведено около 40 000 т U_3O_8 . Главными производителями являлись США, Канада и Южная Африка. Затем с 1960 по 1965 г. наступил некоторый спад производства урана, связанный с резким снижением цен. С 1968 г. происходит новый подъем, вызванный энергетическим кризисом — значительным истощением привычных источников энергии (нефти и газа), повышением цен на них и началом массового строительства атомных электростанций. В 1969 г. в капиталистических и развивающихся странах действовали уже 56 атомных электростанций с суммарной годовой мощностью 12,5 млн. кВт.

По прогнозам Международного агентства по атомной энергии (МАГАТЭ) объем производства U_3O_8 в 1980 г. составит 70 000 т/год, в 1985 г. — 120 000 т/год, в 1990 г. — 155 000 т/год, в 2000 г. — около 300 000 т/год [13, 18]. При таких темпах производство урана должно увеличиваться примерно на 12 %/год. Некоторое изменение может внести широкое применение реакторов на быстрых нейтронах, в которых используется не только ^{235}U , но и более распространенный ^{238}U . В США широкий ввод таких реакторов планируется на 1985—1986 гг. (рис. 7).

Достоверные запасы урана по цене не выше 22 доллара за 1 кг U_3O_8 в капиталистических и развивающихся странах составляют около 1 млн. т [13]. Основная их часть, около 38 %, сосредоточена в Америке, 32 % — в Африке, 22 % — в Австралии; в странах Европы и Азии (без СССР) они составляют около 8 %. В промышленных масштабах производство урана ведется только в шести странах — США, Канаде, ЮАР, Франции, Нигере, Габоне, которые выпускают 95 % всей продукции.

Соединенные Штаты Америки планируют к 2000 г. увеличить запасы урана более чем в 10 раз (рис. 8). Это намного превышает темпы прироста запасов таких важнейших промышленных металлов, как железо, медь, цинк, никель и др. Планируется, что к 2000 г. число АЭС в США увеличится до 700 и они будут давать 68—70 % электроэнергии [13]. Такие же тенденции намечены в развитии и других промышленных стран, что делает особенно острой проблему поисков новых месторождений урана.

Добыча тория, основным сырьем для которого является монацит, также претерпела ряд спадов и подъемов (рис. 9). Добыча монацита производилась главным образом в США,

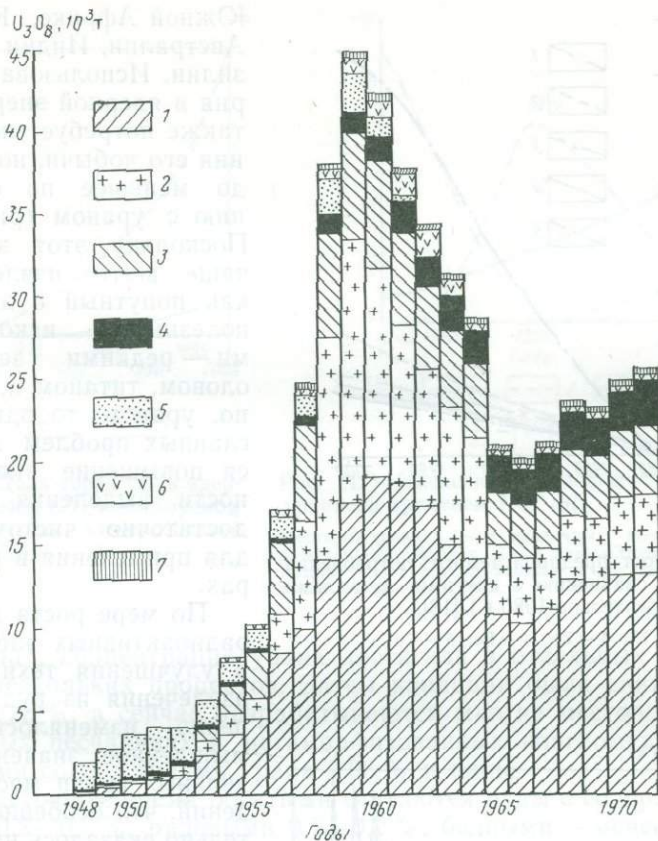


Рис. 6. Динамика добычи урана [22].

1 — США; 2 — Канада; 3 — Южная Африка; 4 — Франция; 5 — Конго—Заир; 6 — Австралия; 7 — Аргентина, Швеция, Финляндия, ФРГ, Португалия, Испания

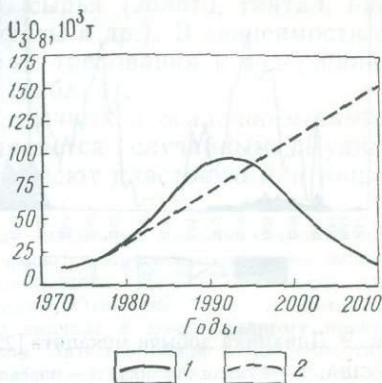


Рис. 7. Потребности США в производстве урана за период 1972—2010 гг. [22].

1 — при использовании современных реакторов (LWR, HTGR); 2 — при замене их реакторами на быстрых нейтронах (LMFBR)

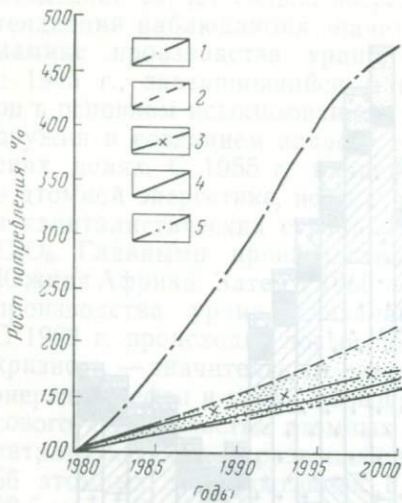


Рис. 8. Рост предполагаемого потребления урана по сравнению с другими металлами (в % относительно 1980 г.) [18].

1 — U; 2 — Ni; 3 — Zn; 4 — Fe; 5 — Cu

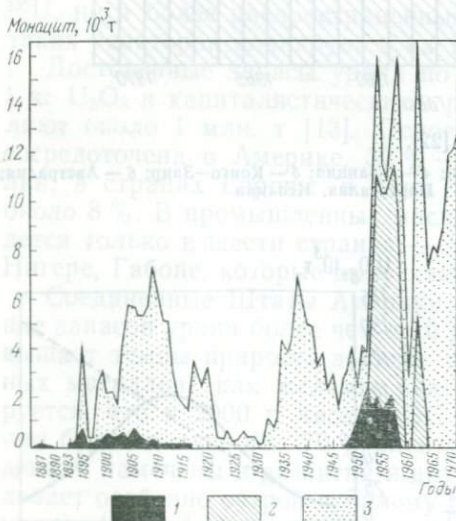


Рис. 9. Динамика добычи монацила [22].

1 — США; 2 — Южная Африка; 3 — мировая продукция

Южной Африке, Канаде, Австралии, Индии и Бразилии. Использование тория в ядерной энергетике также потребует повышения его добычи, но гораздо меньшее по сравнению с ураном (рис. 10). Поскольку этот элемент чаще всего извлекается как попутный с другими полезными ископаемыми — редкими землями, оловом, титаном и, конечно, ураном, то одной из главных проблем является повышение экономичности выделения его в достаточно чистом виде для применения в реакторах.

По мере роста добычи радиоактивных элементов и улучшения техники их извлечения из руд постепенно изменялось промышленное значение отдельных групп месторождений, что особенно заметно сказалось на сырьевой базе урана (рис. 11). Прежде всего максимум добычи, начиная с 50-х годов, стал смещаться с гидротермальных месторождений на осадочные (точнее, экзогенные) и осадочно-метаморфизованные [16, 18]. Вместе с этим постепенно снижались требования к содержанию урана в руде. На месторождениях Катангского складчатого пояса в Африке и Большое Медвежье озеро в Канаде, с которых собственно и началась интенсивная добы-

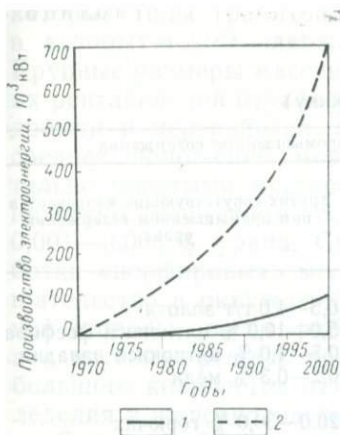


Рис. 10. Доля тория (1) в ядерном горючем (2), используемом для получения электроэнергии в США [22].

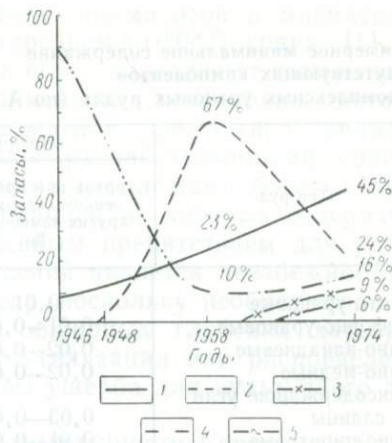


Рис. 11. Изменение соотношений запасов урана со временем [16, 18].

Месторождения: 1 — в осадочных породах, 2 — в метаконгломератах, 3 — в черносланцевой формации; 4 — гидротермальные и другие жильные типы, 5 — других типов

ча урана¹, концентрация урана достигала в отдельных рудных телах нескольких процентов. Затем кондиции были снижены до 0,20—0,25 %, а сейчас разрабатываются многие месторождения в рыхлых песчаниках и метаморфизованных конгломератах со средними содержаниями урана 0,06 % и ниже.

В настоящее время богатыми считаются руды с содержанием урана 0,2—0,3 %, рядовыми 0,1—0,2 %, бедными — менее 0,1 %. Месторождения с запасами десятки тысяч тонн металлического урана — относятся к крупным, 10 000—20 000 т — к средним, менее 10 000 т — к мелким [8]. Большое значение имеют комплексные руды, из которых можно извлекать не только уран, но и многие другие виды минерального сырья (золото, тантал, ниобий, редкие земли, осадочные фосфаты и др.). В зависимости от ценности этих полезных ископаемых требования к содержанию урана могут быть еще уменьшены (табл. 4).

Все возрастающее значение осадочных и осадочно-метаморфизованных месторождений не является случайным. Рудные тела в осадочных породах обычно имеют пластовую или линзо-

¹ Исторически одной из первых стран, начавших добычу урановых руд еще в 1911 г., является Португалия, где имеются многочисленные, но небольшие по запасам гидротермальные месторождения. До 1923 г. Португалия была одним из главных поставщиков радия. Открытие более экономически выгодных месторождений Заира привело вначале к почти полному прекращению добычи из португальских рудников. Затем в связи с потребностями атомной промышленности они стали разрабатываться вновь, но в общем балансе современной мировой добычи их значение весьма невелико.

Примерное минимальное содержание
сопутствующих компонентов
в комплексных урановых рудах (по А. А. Якжину)

Тип руд	Минимальные промышленные содержания	
	урана при промышленном содержании других компонентов, %	других сопутствующих компонентов при промышленном содержании урана
Золото-урановые	0,01	0,5—1,0 г/т золота
Фосфорно-урановые	0,01—0,02	5,0—10,0 % пятиоксида фосфора
Урано-ванадиевые	0,02—0,03	0,5—1,0 % пятиоксида ванадия
Урано-медные	0,02—0,03	0,2—0,3 % меди
Урансодержащие угли и сланцы	0,03—0,05	20,0—30,0 % горючих
Урано-пиритовые	0,01—0,02	2,0—3,0 % серы
Циркониево-урановые	0,01—0,02	1,0—2,0 % двуоксида циркония
Ниобиево-урановые	0,01—0,02	0,05—0,10 % пятиоксида ниобия
Урано-ториевые	0,01—0,02	0,05—0,10 % двуоксида тория

видную форму и протягиваются на значительные расстояния, что облегчает их разведку и разработку. При пологом залегании рудоносных пластов их разработка может длительное время вестись открытым способом. В течение последних 20 лет многие месторождения в рыхлых и слабосцементированных песчаниках обрабатываются бесшахтным способом — методом подземного выщелачивания. В то же время прихотливые гидротермальные жилы, уходящие в глубь земной коры, вскрываются чаще всего дорогостоящими глубокими шахтными выработками.

Тенденция ко все более интенсивному использованию экзогенных руд в последние годы отмечается не только для урана, но и для многих других видов ценного минерального сырья, в том числе и металлического. Это вполне закономерно, так как осадочные и осадочно-метаморфизованные породы содержат огромные запасы металлических полезных ископаемых, причем часто с довольно высокими концентрациями железа, алюминия, марганца, меди, полиметаллов, редких и рассеянных элементов и т. д.

Из-за ожидающегося большого роста добычи урана в ближайшие десятилетия в настоящее время обсуждается проблема возможности включения в промышленную разработку месторождений урана с невысоким его содержанием, но с большими запасами. Появился специальный термин урановые «порфи́ровые» месторождения по аналогии с медными порфи́ровыми месторождениями, которые содержат большие запасы меди при ее небольшой концентрации и включены в разработку во многих странах мира. К урановым «порфи́ровым» рудам относят не-

которые типы гранитов, гранитных пегматитов и мигматитов, в которых может содержаться в среднем до 0,04 % урана [11, 18]. Крупные размеры массивов этих пород определяют возможность их рентабельной отработки с применением современных методов добычи и переработки. Месторождения такого типа занимают среднее положение между ныне разрабатываемыми сравнительно богатыми месторождениями и залежами богатых органическим веществом черных сланцев, в которых содержится 0,001—0,008 % урана. Существенным препятствием для разработки «порфириновых» месторождений является неизбежное вмешательство в окружающую среду, поскольку необходимо, с одной стороны, вести работы в обширных глубоких карьерах, а с другой — решать проблему утилизации или распределения большого количества отходов без ущерба для культурного земледелия и животноводства.

Сырьевая база атомной промышленности Советского Союза обеспечивается месторождениями различного генезиса, описанию и систематике которых посвящено большое число публикаций [3, 7, 8, 17].

Ниже приводится краткая характеристика главнейших групп месторождений урана и тория, иллюстрируемая конкретными примерами, которые заимствованы из опубликованных работ отечественных и зарубежных авторов, сборников докладов последних международных симпозиумов и конференций. Помимо месторождений, эксплуатирующихся ныне, описаны и те группы, в которых концентрации радиоактивных элементов невелики, но большие общие запасы позволяют рассматривать их как крупные потенциальные источники атомного сырья.

§ 8. УРАН И ТОРИЙ В МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ И МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Почти все типы магматических горных пород содержат радиоактивные элементы, причем иногда в повышенных по сравнению с кларком количествах. Вместе с тем, благодаря наличию других, более удобных и выгодных для эксплуатации месторождений, концентрации радиоактивного сырья в магматических породах за весьма редким исключением не стали еще объектом промышленной разработки. Их можно рассматривать в качестве потенциальных источников этого сырья. Кроме того, они очень важны как поставщики радиоактивных элементов в зону поверхностной миграции при процессах выветривания.

Таблица 5

Среднее содержание урана и тория в магматических породах известково-щелочной серии [11]

Породы, районы	U, 10 ⁻⁴ %	Th, 10 ⁻⁴ %	Th/U
Интрузивные			
Перидотиты, пироксениты	0,03	0,08	2,7
Габбро, диабазы	0,6	1,8	3,0
Диориты	1,8	6,0	3,3
Кварцевые диориты, гранодиориты	2,1	8,3	4,0
Плагнограниты (K < Na)	2,7	9,6	4,0
Граниты (K ≈ Na)	4,5	18,0	4,0
Щелочные граниты (K > Na)	6,0	25,0	4,0—5,0
Эффузивные			
Диабазы, базальты	0,7	2,3	3,2
Андезиты	1,2	4,0	3,3
Дацииты	2,5	10,0	4,0
Северный Казахстан	4,6	28,0	6,1
Забайкалье	4,5	22,0	4,9
Центральный Казахстан	4,0	19,0	4,7
Северная Фергана	5,0	16,0	3,2
Алтае-Саянская область	5,3	11,4	2,1
Среднее	4,7	19,0	4,0

Примечание. Для каждого типа пород использованы, как правило, результаты нескольких сотен анализов.

Количество радиоактивных элементов в магматических породах различного состава значительно изменяется не только для пород разной кислотности, но и для представителей одного и того же типа из разных геологических провинций (табл. 5, 6). Как видно из табл. 5, 6, несмотря на некоторую разницу в цифрах, во всех случаях отчетливо выявляется приуроченность радиоактивных элементов к породам гранитоидного ряда и к некоторым разностям нефелиновых сиенитов. Основные и ультраосновные породы практически лишены. Среди гранитоидов наименее радиоактивны богатые кальцием плагиограниты; в породах с высоким содержанием калия количество урана колеблется от $4 \cdot 10^{-4}$ до $10 \cdot 10^{-4}$ %, тория — от $20 \cdot 10^{-4}$ до $50 \cdot 10^{-4}$ % [11]. В щелочных породах нет прямой корреляционной зависимости между содержаниями U и Th, с одной стороны, и K — с другой. Наиболее четкая связь отмечается с коэффициентом агпантности $\left(\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}\right)$.

Рядом исследователей обращено внимание на то, что количество радиоактивных элементов сильно изменяется в пределах даже одной интрузии, причем часто отмечается обогащение ими периферических частей (рис. 12). Такие соотношения многими

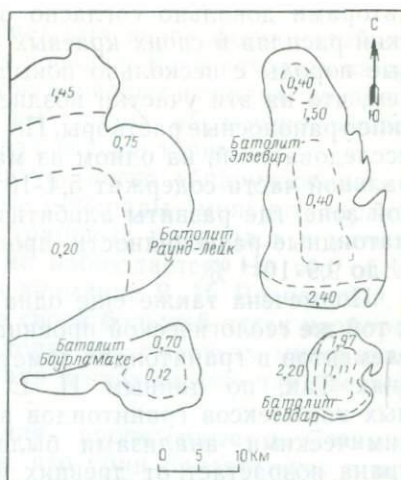


Рис. 12. Относительное распределение радиоактивности в четырех докембрийских батолитах восточной части провинции Онтарио и западной части провинции Квебек в Канаде (по Х. Слаку)

Таблица 6

Содержание урана и тория в некоторых типах магматических пород щелочной серии [11]

Породы	U, 10^{-4} %	Th, 10^{-4} %	Th/U
Интрузивные			
Миаскитовые нефелиновые сиениты	4,1	7,2	1,8
Агпантовые нефелиновые сиениты	10,3	28,3	2,8
Эффузивные			
Трахибазальты	2,4	8,0	3,3
Трахиндезиты	3,5	15,0	4,2
Трахиты, трахилипариты	3,0—8,0	30,0—50,0	4,0—10,0

авторами довольно согласно объясняются тем, что магматический расплав в своих краевых частях мог ассимилировать боковые породы с несколько повышенной радиоактивностью, а также тем, что на эти участки позднее накладывались постмагматические ураноносные растворы. По данным Л. В. Комлева и других исследователей, на одном из массивов Украины граниты в центральной части содержат $5,4 \cdot 10^{-4} \%$ U и $4,8 \cdot 10^{-3} \%$ Th, а в краевой зоне, где развиты альбитизированные и окварцованные пегматоидные разновидности, происходит повышение концентрации U до $9,9 \cdot 10^{-4} \%$.

Подмечена также еще одна закономерность: в пределах одной и той же геологической провинции концентрация радиоактивных элементов в гранитоидах заметно выше в более молодых интрузиях. Так, по данным И. Е. Сморгочова, для разновозрастных комплексов гранитоидов в одной из провинций массовыми химическими анализами было установлено, что содержание урана возрастает от древних интрузивных комплексов к молодым: раннегерцинский комплекс — $2,2 \cdot 10^{-4} \%$, среднегерцинский — $4,6 \cdot 10^{-4} \%$, позднегерцинский — $6,3 \cdot 10^{-4} \%$. При этом в каждом отдельном интрузивном комплексе наблюдается также увеличение содержания урана от более древних пород к более молодым. Эти данные показывают, что в процессе магматической дифференциации происходит обогащение ураном наиболее поздних порций внедряющихся магматических расплавов.

Ториево-урановое отношение в магматических породах варьирует от 2 до 10, оставаясь довольно постоянным для пород из одной провинции. Это постоянство с геохимической точки зрения объясняется тем, что в глубинных условиях уран и торий являются четырехвалентными, имеют близкие ионные радиусы, изоморфно замещают друг друга в различных соединениях и однотипно мигрируют. Многими исследователями отмечено, что щелочные породы типа сиенитов и нефелиновых сиенитов, богатых редкими землями цериевой группы и цирконом, содержат тория намного больше, чем урана.

В эффузивных породах тенденция к росту радиоактивности с увеличением кислотности проявлена столь же отчетливо (см. табл. 5, 6). Радиоактивность эффузивных и туфогенных пород представляет весьма большой интерес, так как они часто принимают участие в строении мощных эффузивно-осадочных серий, и выщелачиваемый из них атмосферными осадками и подземными водами уран может отлагаться в других осадочных породах, перемежающихся с пеплами, лавами и туфами. В том случае, если в последних содержится органика, способствующая созданию восстановительной обстановки, такие перераспределения урана могут приводить к формированию его промышленных скоплений. Подобные месторождения известны в штате Вайоминг в США — районы Гэс-Хиллс, Миллер-Хилл и др.

Большой интерес представляет выяснение форм нахождения урана и тория в магматических породах. Если исходить из среднего содержания этих элементов в кислых породах, то простой расчет показывает, что в 1 км³ пород заключено минимум 9000—10 000 т урана и в 4—5 раз больше тория.

В то время как торий образует легко обнаруживаемые существенно ториевые акцессорные минералы (монацит, торинит, ортит и др.) самостоятельных урановых минералов в магматических породах часто совсем не наблюдается. На это обстоятельство уже в 1910 г. обратил внимание В. И. Вернадский, который предположил, что уран в своей большей части изоморфно входит в состав акцессорных ториевых и других минералов и находится в рассеянном состоянии в виде атомов или растворен в воде пород.

Многочисленные исследования, проведенные в Советском Союзе и за рубежом, показали, что уран присутствует в неизменных магматических породах всегда в виде U⁴⁺ и для него характерны следующие формы нахождения:

- 1) собственно урановые минералы, иногда имеющие характер субмикроскопических выделений;
- 2) изоморфные примеси в акцессорных и слаборадиоактивных породообразующих минералах;
- 3) адсорбированное состояние на поверхностях кристаллов и зерен;
- 4) в жидких включениях в минералах и в межзерновой жидкости.

Две последние из перечисленных форм, свидетельствующие о том, что уран сохраняется в растворе до самых последних стадий кристаллизации, геохимии связывают с весьма малой первичной концентрацией этого элемента в магме, затрудняющей образование собственно урановых минералов вплоть до заключительных этапов застывания расплава.

Из урановых и урансодержащих минералов в гранитоидах отмечены уранинит, торинит, браннерит, ураноторит, пирохлор, бетафит, самарскит, фергусонит и др. По абсолютному содержанию урана и тория минералы гранитоидов располагаются в следующий ряд возрастания радиоактивности:

кварц → ортоклаз → плагиоклаз → роговая обманка → биотит → мусковит → флюорит → апатит → эпидот → сфен → циркон → ортит → монацит.

Соотношение роли акцессорных и породообразующих минералов в общем балансе урана и тория гранитоидов тесно связано с уровнем радиоактивности этого типа пород. В гранитоидах слаборадиоактивных (плагиогранитах, кварцевых диоритах) большая часть урана и тория заключена в породообразующих минералах; в гранитах с повышенной радиоактивностью центр тяжести смещается в сторону акцессорных компонентов (рис. 13). В почти лишенных темноцветных минералов аляскитовых

гранитах с высокой радиоактивностью существенная часть (30—50 %) U и Th находится в свободном состоянии [10, 11]. В нефелиновых сиенитах соотношения количеств породообразующих и акцессорных компонентов в общей радиоактивности также значительно варьируют. Часто радиоактивные компоненты концентрируются вдоль трещинок в участках, затронутых постмагматическими преобразованиями, что свидетельствует об их переотложении.

В эффузивных породах источниками радиоактивности могут быть как акцессорные минералы (циркон, ортит, монацит, реже сфен, апатит, флюорит), так и весьма тонкодисперсный радиоактивный материал неясного минерального характера, неравномерно распределенный в основной стекловатой массе или во вкрапленниках породообразующих минералов, чаще темноцветных (биотит, пироксен и др.).

Уран, находящийся в породе в форме окислов, сорбированный на поверхностях других кристаллов и присутствующий в межзерновой жидкости, легко выщелачивается при обработке слабой соляной кислотой или 5%-ным раствором соды. Это подвижный уран, который может вымываться природными водами. Количество его весьма различно. А. А. Сауков и Н. Х. Айдиньян отмечают, что для гранитов оно может изменяться от 1 до 90 % суммарного содержания урана в породе. При этом из выветренных пород выщелачивается значительно больше урана, чем из свежих, что связано с разрушением акцессорных (особенно метамиктных) и породообразующих минералов, в решетку которых уран входит как второстепенный компонент, с освобождением его и переходом в более растворимую шестивалентную форму. Согласно данным американских исследователей кислотами выщелачивается и довольно значительное количество тория (от 20 до 40 % его

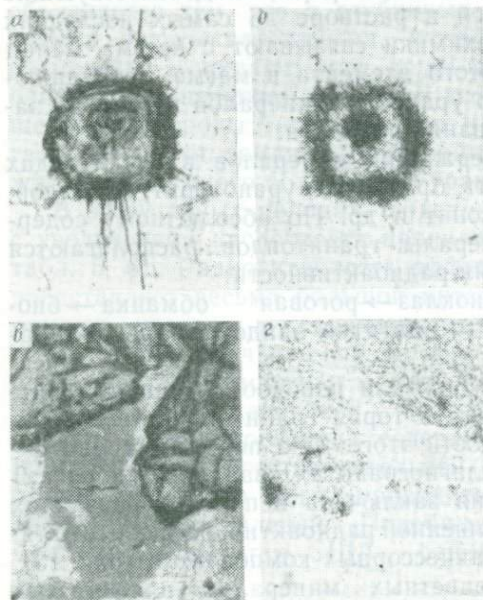


Рис. 13. Распределение урана в зернах акцессорных минералов.

a, б — уранотрит, максимальное количество урана приурочено к ожелезненному включению в оторочке, увел. 66; *в, г* — сфен, на фоне равномерного распределения урана наблюдаются концентрации его в выделениях лейкоксена, увел. 33; *a, в* — микрофотографии, *б, г* — радиографии (фото О. П. Елисеевой)

общего содержания в породе). Однако растворимость соединений этого элемента в природных водах заметно меньшая. Таким образом, кислые магматические породы можно рассматривать как источники урана и в несколько меньшей степени тория для дренирующих их природных вод.

В связи со сравнительно низкими концентрациями этих элементов в магматических породах и в основном рассеянными формами нахождения, магматические месторождения их пока разрабатываются очень ограниченно. Исключением является месторождение Росс-Адамс на Аляске [15], которое успешно эксплуатируется в течение ряда лет. Оно расположено в южной части острова Принца Уэльского и приурочено к небольшому куполу, или штоку щелочных гранитов позднемелового либо раннетретичного возраста площадью около 7,5 км². Преобладающими минералами гранитов являются кварц и калиевые полевые шпаты, кроме них присутствуют акмит и рибекит; акцессорные минералы представлены цирконом, ураноторитом, ксенотимом, пиритом, флюоритом и магнетитом. В граните сильно повышено содержание урана, тория, иттрия, лантана, ниобия, церия и других редких земель. Порода пересечена более поздними аплитовыми и пегматитовыми дайками. В пределах гранитов выявлено рудное тело веретенообразной формы, средней мощностью около 12 м и максимальной протяженностью по вертикали 15 м; длина его по простиранию не менее 100 м. В пределах этого тела в граните наблюдаются многочисленные прожилки мощностью 0,1—0,8 мм, выполненные урано-ториевыми минералами. Уранинит и ураносодержащий торинит в трещинах находятся в метамиктном состоянии, кроме того они рассеяны в граните. В небольшом количестве присутствует коффинит. Помимо этих минералов в прожилках отмечены гематит, кальцит, флюорит, пирит, галенит, кварц и хлорит. Месторождение содержит около 70 000 т руды со средним содержанием U₃O₈ 0,6 %.

Генезис месторождения не совсем ясен. Предполагается, что щелочной гранит в последнюю фазу кристаллизации был локально обогащен урано-ториевыми акцессорными минералами, а затем в трещиноватых участках произошли дополнительная переработка и переотложение урано-ториевых минералов более поздними гидротермальными растворами. Возле разломов оруденелье зоны достигают наибольшей мощности.

В последние годы активно разведывается месторождение Россинг, расположенное в Намибии в 50 км от г. Свакопмунд. Ураноносными породами здесь являются аляскитовые граниты, пегматиты графической структуры и пегматоидные биотитовые граниты. Главный рудный минерал — уранинит, образующий зерна диаметром от нескольких микрометров до 0,3 мм, которые включены в породообразующие минералы. Присутствуют также бетафит, а на поверхности — вторичные минералы урана. Возраст пород по ураниниту, бетафиту и биотиту 510 ± 40 млн. лет.

Уран легко выщелачивается. Содержание U_3O_8 в среднем равно 0,04 %. Достоверные запасы месторождения оцениваются очень высоко — около 90 000 т U_3O_8 [13]. Рудная зона залегает неглубоко, и поэтому месторождение предполагается обрабатывать открытым способом. Ожидаемая добыча — около 40 000 т руды в сутки [18].

Частично разрабатывается интрузия Илимауссак в юго-западной Гренландии [15]. Она сложена сильно дифференцированными ультращелочными (агпайтовыми) нефелиновыми сиенитами. Наиболее поздние по времени образования дифференциаты этих пород содержат до 0,1 % U и 0,5 % Th [18]. В. И. Герасимовский считает, что количество радиоактивных элементов значительно увеличивается в зонах гидротермальной переработки этих пород, где отмечается до 0,3 % U и 1,0 % Th. Именно к такому переработанному участку приурочено урановое месторождение в Кванефьелде. Изучавшие месторождение ученые пришли к выводу, что уран и торий в течение длительного времени находились в летучем состоянии в соединении с галогенами (в частности, с фтором) и вошли в состав твердой фазы только на самой последней стадии застывания интрузивного тела.

В результате детальных разведочных работ признаны перспективными для промышленной разработки гидротермально измененные участки щелочных магматических пород, слагающих трубкообразное тело на плато Посос-де-Кальдас в Бразилии [13]. Уран здесь связан в основном с метамиктным цирконом [18], среднее содержание его около 0,1 %.

Изучение экономической эффективности промышленного извлечения урана и тория из магматических пород показало, что оно может быть вполне рентабельным при высокой концентрации часто сопутствующих им редких элементов и комплексной разработке руд. Согласно Е. Ларсену и Д. Фейру, в некоторых мезозойских альбито-рибекитовых гранитах провинции Кано Северной Нигерии, богатых пироксеном, среднее содержание урана на отдельных участках достигает 0,012 %, а ниобия 0,26 %. В ряде стран известны уран- и торийсодержащие породы, обогащенные не только ниобием, но и титаном, цирконием и редкими землями. Поэтому при улучшении техники разработки и извлечения металлов из руд гораздо большее число магматических месторождений может стать источником ценного минерального сырья.

Следует также учесть, что при разрушении выходящих на поверхность массивов интрузивных пород, которые содержат повышенные количества радиоактивных компонентов, могут образоваться россыпные месторождения, нередко имеющие большое промышленное значение. Накапливаются в россыпях, конечно, только устойчивые акцессорные минералы. Поскольку формирование россыпей подчинено уже экзогенным процессам, эти месторождения рассматриваются ниже.

§ 9. ПЕГМАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Урановые и ториевые минералы часто встречаются в пегматитах различного типа, но лишь в немногих случаях их концентрация и характер залегания таковы, что они являются объектом промышленной эксплуатации. Например, из мусковитовых пегматитов острова Мадагаскар было извлечено несколько сотен тонн минералов урана, относящихся к группе сложных окислов; при разработке пегматитов Эвье в Норвегии после второй мировой войны получено несколько тонн уранинита. В ряде районов пегматиты с радиоактивными минералами оказываются наиболее распространенными по сравнению с месторождениями других типов.

В возрастном отношении пегматиты наиболее часто связаны с докембрийскими образованиями и поэтому развиты на территории древних платформ. Н. П. Ермолаев и Л. С. Тарасов, используя опубликованные описания пегматитовых полей и отдельных пегматитов, подсчитали, что на области докембрийского орогенеза приходится 55 полей, каледонского — 7, герцинского — 23, мезозойского — 8 и альпийского — 14.

Палеозойские и более молодые образования обнаруживают довольно тесную связь с родоначальными интрузиями. Они могут залегать внутри интрузивных тел, концентрироваться в их краевых зонах или располагаться уже вне их, но обычно с довольно хорошо установленным экзоконтактом. Пегматиты докембрийских пород приурочены преимущественно к окраинам щитов и вместе с вмещающими их гнейсами и сланцами подверглись глубокому преобразованию (ультраметаморфизму). Они могут быть разгнейсованы, пронизаны более поздними метасоматическими прожилками, превращены в мигматиты и часто не обнаруживают отчетливой связи со столь же измененными и преобразованными интрузиями.

В пределах пегматитовых полей пегматиты часто располагаются группами, объединяющимися от единиц до сотен жил или тел неправильной формы. Размеры отдельных тел самые различные: мощность варьирует от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров, протяженность — от 5 до 200 м, а если они приурочены к зонам крупных разломов, то до нескольких километров (пегматиты группы Сперклей озера Атабаска в Канаде и др.).

Единой классификации месторождений пегматитов с радиоактивными минералами нет. В большинстве работ они подразделяются по характеру родоначальных интрузий на следующие большие группы:

- 1) гранитные пегматиты;
- 2) пегматиты нефелиновых сиенитов;
- 3) пегматиты мигматитов.

В качестве основы для более дробного подразделения некоторыми авторами принимаются особенности внутреннего строения пегматитовых тел, в частности степень их дифференцированности, сказывающаяся в определенной минералогической зональности. Дифференцированные пегматиты, как правило, богаче урансодержащими минералами, концентрирующимися в определенных зонах.

Все исследователи пегматитов подчеркивают сложность состава тех разновидностей, которые обогащены радиоактивными минералами. Большая часть последних (около 90 %) приходится на окислы и силикаты. Окислы представлены преимущественно уранинитом, изредка торинанитом; из силикатов наиболее широко развиты торит, алланит, ортит, циркон, сфен и гадолинит. Часто присутствуют фосфаты — монацит и ксенотим (особенно первый). Обычно к этим гипогенным минералам добавляется серия вторичных образований — гуммит, гидроокислы, карбонаты, сульфаты, фосфаты уранила и т. п. Иногда встречаются уранорганические соединения — тухолит.

Общее содержание урана (U_3O_8) в большей части пегматитов измеряется сотыми и тысячными долями процента. В тех пегматитах, которые считаются промышленно интересными, оно достигает 0,05—0,10 %. По данным геологической службы Канады, пегматиты из месторождений района озера Онтарио содержат 0,10—0,31 % U_3O_8 , озера Шарлебуа провинции Саскачеван — 0,04—0,20 % U_3O_8 ; в редких случаях содержание U_3O_8 повышается до нескольких десятков процента и лишь в отдельных гнездах до 1—2 %.

Практически этот уран концентрируется в собственно урановых и урансодержащих акцессорных минералах и лишь ничтожные его количества заключены в породообразующих минералах пегматитов — полевых шпатах, кварце, слюде. В пегматитах происходит заметное накопление не только радиоактивных, но и некоторых других редких и рассеянных элементов — редких земель, тантала, ниобия, бериллия и др. Так же как и урансодержащие граниты, большая часть пегматитов относится к «порфировым» рудам, представляющим в основной своей массе резерв для будущей эксплуатации.

Рассмотрим вкратце промышленные типы ураноносных пегматитов.

Гранитные пегматиты

Наиболее распространены пегматиты со сложными окислами радиоактивных металлов. Среди них наиболее обильны эвксенит и самарскит, в меньшем количестве присутствуют уранинит, фергусонит, бетафит, бреггерит, клевет, торит, монацит и др. Они обычно хорошо дифференцированы и являются источниками керамического сырья, редких земель, урана и тория. Такие кера-

мические пегматиты разрабатывались в районе Ивеланд в Норвегии и на острове Йттерби в Швеции. В Швеции из них попутно добывались также тантало-ниобаты, цирколит и ортит.

Мусковитовые пегматиты с урановыми минералами довольно редки. Они разрабатывались в Индии, на острове Мадагаскар, в Канаде и Танзании. Помимо мусковита из них извлекались уранинит, монацит, самарскит, бетафит, пирохлор и другие урансодержащие минералы, а на некоторых площадях — тантало-ниобаты.

Тантало-ниобиевые ураноносные пегматиты развиты довольно широко. Они разрабатывались в ряде месторождений Канады и юго-западной Африки, где совместно с тантало-ниобатами присутствуют уранинит, ураноторит, торнанит, малакон, цирколит, пирохлор, ксенотим, ортит, сфен, местами тухолит. Все эти минералы иногда скопляются в отдельных зонах, и тогда применяется ручная сортировка руд.

Бериллоносные пегматиты сравнительно редко содержат повышенные количества эвксенита, монацита, иногда уранинита, и тогда становятся объектом попутной добычи урана. Разрабатываются они в Канаде, Танзании, где появляются сульфиды, и на месторождении Хиат штата Колорадо в США. В последнем случае пегматиты имеют отчетливо зональное строение, причем ураноносные тантало-ниобаты и уранинит вместе с бериллом приурочены к одной из внутренних зон.

Литиевые пегматиты во многих случаях характеризуются повышенным содержанием уранинита, ортита и тантало-ниобатов. Они известны в провинции Онтарио в Канаде и на месторождении Боб-Ингерсол в штате Южная Дакота, США (рис. 14).

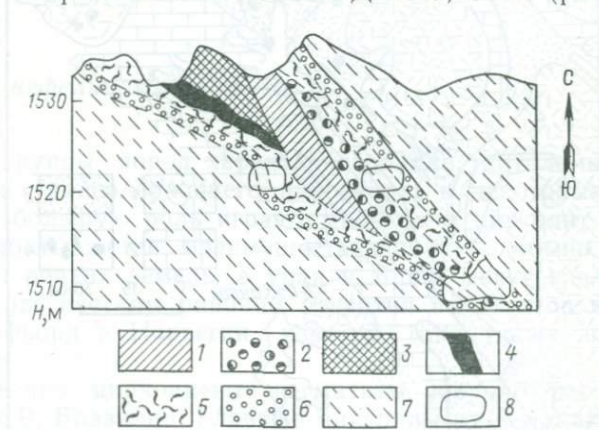


Рис. 14. Поперечное сечение пегматита Боб-Ингерсол в штате Южная Дакота, США (по И. Хенли).

1 — кварцево-сподуменовый пегматит; 2 — кварцево-амблигонитово-альбитито-пертитовый пегматит; 3 — пертитово-кварцевый пегматит; 4 — мусковитово-альбитово-кварцевый пегматит (урансодержащий); 5 — кварцево-альбитовый пегматит; 6 — кварцево-альбитово-мусковитовый пегматит; 7 — биотитово-гранатово-ставролитовый сланец; 8 — горные выработки

В Канаде в районе озера Онтарио известен ряд месторождений, описываемых как пегматитовые, но отличающихся значительными вариациями минерального состава и структуры рудоносных пород. Наиболее крупными являются месторождения пегматитового поля Бенкрофт (Бенкрофт, Фарадей, Централ-Лейк, Дайно, Ричардсон, Халибертон и др.), расположенного примерно в 240 км к северо-востоку от г. Торонто. Они описаны Д. Бейтменом, Л. Келли, И. Саттерли, Д. Хьюитом и другими исследователями. Месторождения этого района представляют наиболее крупные урановые месторождения пегматитового типа, успешно разрабатываются и дают около 4 % урановой продукции Канады [18].

Они залегают в различных докембрийских метаморфизованных породах: полосчатых гнейсах, амфиболитах, разгнейсован-

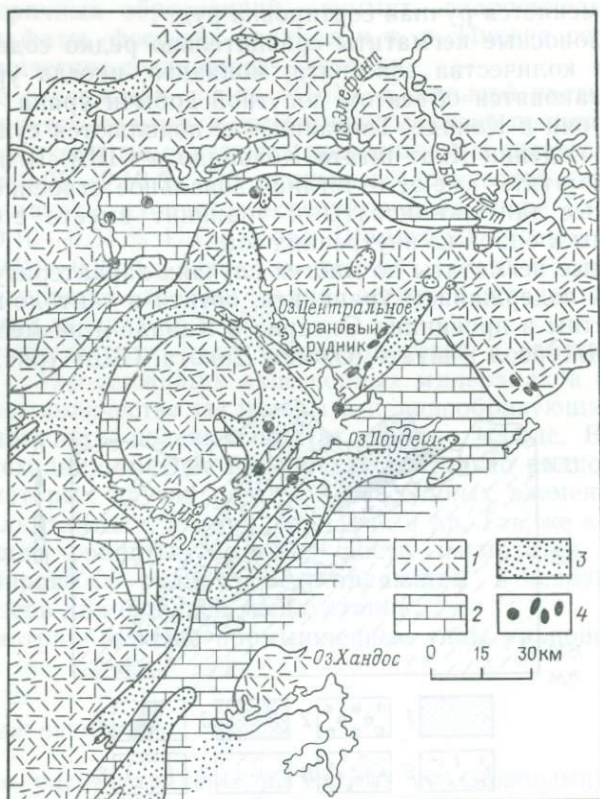


Рис. 15. Геологическая карта месторождений района Бенкрофт в Канаде (по Д. Бетману, 1958 г.).

1 — граниты, слениты, гнейсы и другие породы; 2 — известняки, доломиты и парагнейсы; 3 — конгломераты, кварциты, парагнейсы; 4 — радиоактивные проявления

ных гранитах, сиенитах и карбонатных толщах, которые секутся сиенитовыми и гранитными пегматитами, довольно грубозернистыми (рис. 15). Мощность пегматитов наиболее часто колеблется от 0,3 до 0,6 м, а на месторождении Централ-Лейк — до 50 м. Пегматитовые жилы имеют различное строение, но часто отчетливо зональные или полосчатые. Внешние зоны содержат преимущественно олигоклаз, микроклин, антипертит и роговую обманку, а внутри располагаются фиолетовый или пурпурный флюорит, кальцит и апатит. Второстепенные минералы — сфен, халькопирит, пирротин и молибденит. Иногда в значительных количествах присутствуют гематит и магнетит. Главным радиоактивным минералом является уранинит с высоким содержанием тория (11—13 % ThO_2) и редких земель, приуроченный в основном к кальцит-флюорит-апатитовым зонам жил. Кроме того, присутствуют ураноторит, торинанит, пирохлор, ортит и циркон.

В некоторых месторождениях урановое оруденение тяготеет к краевым частям жил и раздробленным участкам пегматитов. Содержание урана (U_3O_8) колеблется в значительных пределах, составляя в среднем около 0,1 %. Оруденение иногда прослеживается на значительную глубину (от 100 до 300 м), а в длину пегматитовые жилы тянутся на расстояние от 100 до 1000 м. Общие запасы урана этого района составляют несколько тысяч тонн [18]. Так, например, запасы месторождения Фарадей оцениваются примерно в 1000 т, месторождения Дайно — 1500 т, Халибертон — около 1700 т. Помимо урана из руд в ряде участков можно извлекать торий, редкоземельные элементы и цирконий.

Пегматиты нефелиновых сиенитов

Для этой группы пород характерно обилие тантало-ниобатов, в частности урансодержащего пирохлора; в некоторых месторождениях большую роль играют малакон и циртолит. Пегматиты разрабатываются преимущественно для добычи редких металлов и редких земель, а уран и торий могут извлекаться попутно. Классическим районом развития пегматитов является Лонгезунд-фьорд в Норвегии, известны они также в южной Гренландии.

Существенно циркониевые пегматиты широко распространены в СССР, Бразилии. Главные минералы их — малакон, циртолит, часто ассоциирующие с апатитом, сфеном, иногда с тантало-ниобатами. В одном из месторождений штаба Байя в Бразилии в циркониевых рудах содержалось до 1 % урана. При их разрушении образуются россыпи, богатые аксессуарными минералами, в частности цирконом.

К этой группе относят месторождения в сильнометаморфизованных докембрийских породах типа роговообманковых гнейсов, сланцев, кварцитов, мигматизированных и пронизанных грубозернистыми прожилками гранитного и пегматитового состава. Таким породам свойственно полосчатое строение, пегматитовые инъекции имеют сильно колеблющуюся мощность — от сантиметров до 9 м. Они нередко содержат ксенолиты вмещающих гнейсов и сланцев. Месторождения подобного типа наиболее хорошо изучены в Канаде. Они расположены к северу от восточного рукава Большого Невольничьего озера, в районах озер Блэк и Шарлебуа (провинция Саскачеван), Грэнвилл (провинция Онтарио), Херб (провинция Манитоба) и др.

Наиболее важным в промышленном отношении является месторождение Шарлебуа. Оруденение здесь приурочено к сравнительно мелкозернистым разностям гранитных пегматитов и вмещающим их мигматитовым гнейсам. Типичны калиевый полевой шпат, плагиоклаз, мусковит, турмалин, сфен, циркон, апатит, молибденит, пирротин и пирит. Минералогия урана беднее, чем в пегматитах, связанных с интрузиями. Основными рудными минералами являются уранинит, ураноторит, в небольшом количестве встречаются торит, цитролит, тухолит и монацит. Содержание урана местами достигает 0,29 %. В районе озера Херб вдоль контакта с вмещающими породами отмечено содержание U_3O_8 от 0,15 до 0,20 % при мощности зоны минерализации от 3 до 4,5 м и длине более 250 м. Иногда урановые минералы окаймляют ксенолиты биотитовых гнейсов и сланцев. Вероятно, часть урана мобилизуется из вмещающих пород за счет их глубокой метаморфической переработки, перекристаллизации и частичного переплавления. Такое предположение хорошо объясняет сравнительно простой минеральный состав руд — уран более подвижен, чем многие редкие элементы, которые поэтому в этих породах и не скопляются сколько-нибудь активно.

К описанному типу месторождений довольно близки месторождения южной Индии. Пегматитовые инъекции здесь располагаются среди биотит-монацитовых сланцев. Зона минерализации протягивается на 1,6 км при мощности 30 м. Породы содержат около 18 % монацита. Известны также сходные мигматиты в Сьерра-Леоне (Экваториальная Африка).

§ 10. МЕСТОРОЖДЕНИЯ РАДИОАКТИВНЫХ МЕТАЛЛОВ В КАРБОНАТИТАХ

С породами, относящимися к группе карбонатитов, иногда бывают связаны значительные скопления тория. Однако этот элемент не является здесь главным полезным ископаемым. В основном карбонатиты служат важным источником ниобия и ред-

ких земель цериевой группы. Попутно с ними в промышленных количествах часто могут добываться тантал, магнетит, апатит, вермикулит и флогопит.

Карбонатиты — это скопления кальцита, доломита и других карбонатов, пространственно и генетически ассоциированных со сложными интрузивами ультраосновного-щелочного состава [10]. До сравнительно недавнего времени они считались редким типом пород, и поэтому связанным с ними месторождениям не уделялось достаточного внимания, хотя в Норвегии из них успешно получали пирохлоровый концентрат с 50 %-ным содержанием Nb_2O_5 . В последние годы было обнаружено много новых пунктов их развития в восточной Африке и Бразилии. В Советском Союзе помимо давно известных месторождений на Кольском полуострове выявлены многочисленные карбонатитовые тела в Восточной Сибири. Описанию их геологических особенностей и минерального состава сейчас уже посвящена довольно обширная литература. Большая часть карбонатитосодержащих комплексов приурочена к платформам, располагаясь часто вдоль их краев; очень типично наличие зон глубоких разломов большой протяженности, неоднократно «оживлявшихся» в течение геологической истории. Так, например, африканские карбонатиты, составляющие более 50 % всех известных в мире месторождений этого типа, располагаются в зоне Великих Африканских разломов, тянущихся от озера Ньясы до Уганды.

Все известные массивы щелочных — ультраосновных пород представляют собой массивы центрального типа. Чаще всего это трубкообразные тела с крутопадающими контактами. В горизонтальном сечении они имеют концентрически-зональное строение, причем различные зоны сложены породами различного состава и возраста. Окружающие породы часто сильно изменены. Внутренние части этих округлых тел — ядра комплексов — слагаются карбонатитами, которые могут прорывать окаймляющие силикатные породы. Площадь внутренних тел карбонатитов колеблется от десятых долей квадратного километра до 15 км² [10]. Часто они бывают обнажены процессами эрозии, что позволяет проследить их строение на несколько сотен метров по вертикали. Эта особенность месторождений делает возможной их разработку открытыми карьерами.

Кроме центрального тела существуют еще жильные карбонатитовые образования, которые располагаются либо в ядре, либо вокруг него в силикатных породах, а иногда выходят во вмещающие комплексы. Мощность даек колеблется от долей метра до нескольких десятков метров. Они могут быть своеобразной кольцевой формы и часто имеют падение к центру комплекса. Дайки на 80—99 % состоят из карбонатов. Это разновозрастные с ядром или более поздние образования. Известны случаи, когда карбонатиты выполняют зоны брекчий и брекчированы сами.

Вопрос о происхождении этих пород остается дискуссионным. В настоящее время большинство геологов признают их магматогенный генезис, считая остаточными дериватами ультраосновной магмы, сильно переработанной после внедрения пневматолито-гидротермальными процессами. Эта переработка приводит сначала к образованию нефелиновых пород (в частности, при изменении пироксенитов). После снижения температуры и появления растворов, сильно обогащенных кальцием и углекислотой, происходит метасоматическое образование карбонатов. Значительная часть элементов, входящих в их состав, заимствуется из подвергающихся переработке силикатных пород, а большинство редких и летучих, по-видимому, привносится.

Породы интересны обилием минералов, содержащих редкие земли. Источниками радиоактивности являются: пироксид, монацит, отчасти циркон, бадделент, ортит и сфен, реже торит,

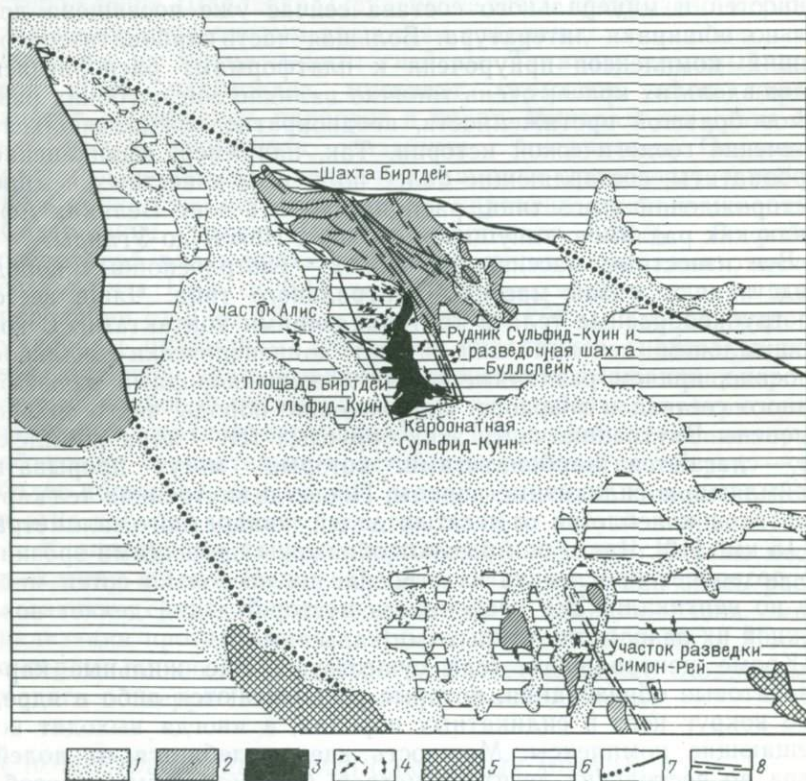


Рис. 16. Карта карбонатитового тела Сульфид-Куин в штате Калифорния, США (по Дж. Олсону и др., 1954 г.).

1 — четвертичные гравий и аллювий; 2 — палеозойские и мезозойские осадочные и вулканические породы; 3 — редкоземельные жилы; 4 — карбонаты; 5 — калиевые интрузивные породы; 6 — метаморфические породы; 7 — разломы (точками показаны скрытые разломы); 8 — зоны смятия

бастнезит и ксенотим. Содержание тория весьма сильно колеблется и иногда поднимается до 2 % (месторождение Сульфид-Куин в штате Калифорния, США) и даже до 4 % (округ Ганнисон в штате Колорадо, США) (рис. 16). В некоторых пунктах промышленных количеств достигает и уран.

Месторождения радиоактивных карбонатитов довольно многочисленны и известны в разных странах — Швеции, Норвегии, различных районах Африки (Уганда, Кения, Танзания, Южная Родезия и др.), Бразилии, Канаде и США. Однако с точки зрения современной экономики ядерного сырья они в основном нерентабельны. Вместе с тем на некоторых месторождениях Южной Африки (Палабора) налажено попутное извлечение урана при добыче редкоземельных элементов. Содержание урана в Палаборе составляет 0,004 %, в других карбонатитах этого региона — 0,002—0,050 % [18].

§ 11. КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения этого типа весьма немногочисленны и не имеют большого промышленного значения, хотя, вероятно, последнее зависит от еще недостаточной изученности таких рудопроявлений. Наиболее энергично контактовые процессы проявляются, как известно, при внедрении интрузий гранитов, сиенитов и пегматитов в карбонатные породы. В этом случае развивается своеобразный комплекс скарновых минералов, часто представляющих большую практическую ценность. Рудные тела таких месторождений обычно имеют сложную неправильную форму и отражают влияние более поздних гидротермальных растворов, которые метасоматически перерабатывают зоны контактов, вследствие чего первичные ассоциации минералов могут значительно изменяться. Поэтому иногда с трудом решается вопрос о том, на какой стадии (высокотемпературной скарновой или более поздней гидротермальной) образовалось оруденение. Известны случаи, когда даже довольно хорошо изученные месторождения различными исследователями относятся к разным генетическим группам.

Торианит-уранинитовые зоны в известняках близ контактов с гранитоидами и сиенитами известны в провинции Онтарио в Канаде, в штате Пенсильвания, США, на Аляске, на острове Мадагаскар, в центральной Швеции и т. п. В перечисленных районах хорошо развиты типичные скарновые минералы: диопсид, тремолит, скаполит, эпидот, иногда флогопит и кальциевый гранат-андрадит.

Наиболее крупным разрабатываемым месторождением урана, связанным со скарнами, считается месторождение Мери Кетлин в Австралии. Оно было открыто в 1954 г. и разрабатывалось до 1963 г. За этот период добыто 4500 т U_3O_8 . В 1964—1969 гг. оно находилось в доразведке, а с 1976 г. снова начало разрабатываться [6]. Месторождение расположено среди

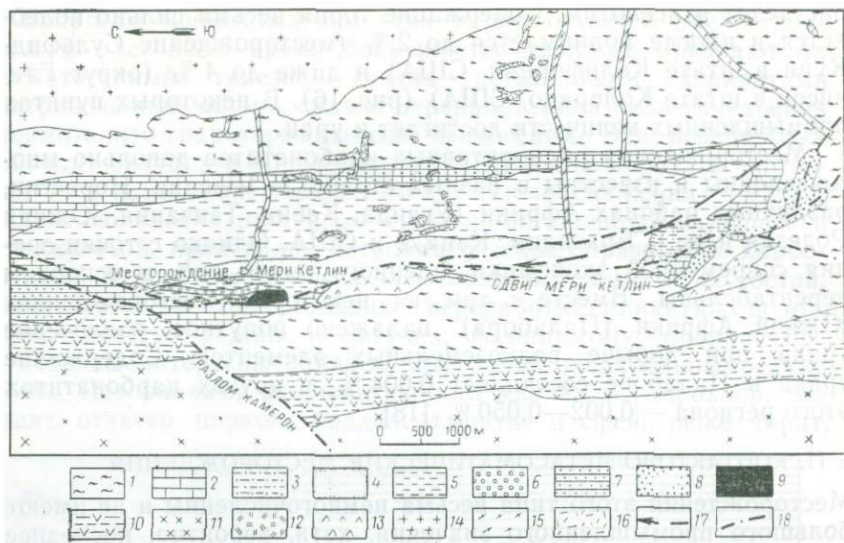


Рис. 17. Схема геологического строения месторождения Мери Кетлин в Австралии [6].

1 — известково-кремнистые сланцы; 2 — кристаллические известково-кремнистые сланцы; 3 — известняки с прослоями песчаников; 4 — метапесчаники; 5 — скаполит-диопсидовые гранулиты; 6 — галечные конгломераты; 7 — нерасчлененные породы формации Корелла; 8 — зона гранато-пироксенового скарна; 9 — рудная залежь; 10 — кислые вулканы, кварциты и алевролиты Аргилла; 11 — граниты и гранодиориты; 12 — скаполитизированные диориты; 13 — амфиболиты; 14 — граниты Бэрстол; 15 — долериты; 16 — кварцевые порфиры и аплиты; 17 — ось синклинали Мери Кетлин; 18 — тектонические нарушения.

протерозойских пород формации Корелла (1570—1510 млн. лет) в восточном трого складчатой зоны Маунт-Айза, заключающей в себе крупное полиметаллическое месторождение того же названия. Породы смяты в синклинальную складку субмеридионального простирания (рис. 17). С востока ее ограничивают граниты и гранодиориты Бэрстол. Складка осложнена продольным сдвигом Мери Кетлин и диагональным разломом Камерон. Продуктивная формация Корелла слагается чередованием кварцитов, нечистых мраморов, кремнистых и известковистых гранулитов, амфиболитов. В районе месторождения эти породы скарнированы и содержат обильные выделения граната, пироксена, апатита, алланита (ортита). Оруденение приурочено к диопсидовому гранулиту и брекчии.

В плане рудное тело имеет овальную форму с размером в поперечнике около 130 м, у поверхности падает под углом около 35° на запад согласно с вмещающими породами, на глубине около 150—250 м оно приближается к зоне сдвига и приобретает почти вертикальное положение. Строение залежи очень сложное, она состоит из гнезд, рудных столбов и линз. Общая мощность залежи достигает 50 м, она по падению прослежена скважинами до глубины 400—500 м, разрабатывается карьером (рис. 18).

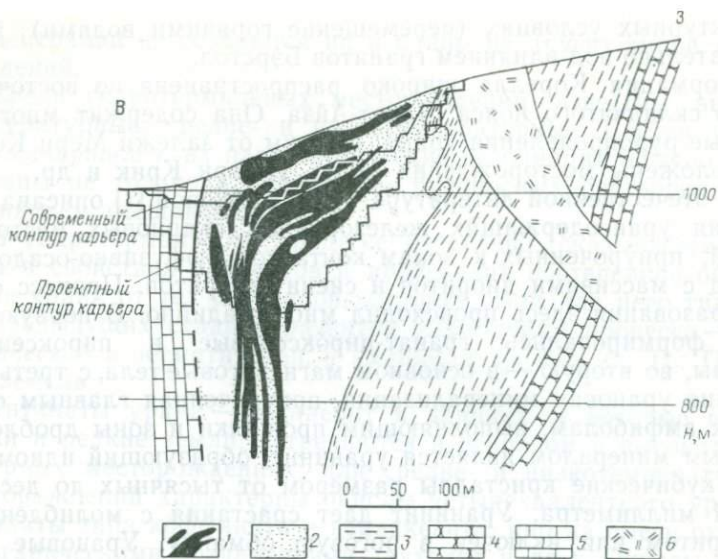


Рис. 18. Разрез залежи урановых руд Мери Кетлин в Австралии [6].

1 — рудные тела, образующие залежь; 2 — гранат-пироксеновые метасоматиты (скарны); 3 — скаполит-диопсидовые породы; 4 — песчаники; 5 — кристаллические известняки с диопсидом и гранатами; 6 — скаполитизированные диориты

Рудными минералами являются ортит и уранинит, образующий или мелкие самостоятельные зерна, или вкрапленные в ортит апатит и гранаты. Спутниками их служат давидит, сульфиды (пирит, пирротин, халькопирит) и минералы редких земель. Содержание урана сильно меняется — от сотых долей процента до нескольких процентов. Изучение газообразных включений в апатите показало, что формирование руд происходило при температурах 420—500 °С, т. е. процесс был относительно высокотемпературным. Запасы месторождения Мери Кетлин оцениваются в 12000 т со средним содержанием урана в руде 0,2 %.

По поводу генезиса месторождения существует несколько различных точек зрения.

1. Контактново-метасоматическое (скарновое), связанное с воздействием на формации Корелла гранитов Бэрстол; процесс скарнирования был многофазным, урановые руды формировались в течение второй фазы в такой последовательности: гранат, уранинит, алланит, апатит.

2. Плутоногидротермальное с приносом урана как из магматического очага, так и путем мобилизации из вмещающих пород [среднее содержание урана в последних $(2-3) \cdot 10^{-4} \%$].

3. Метаморфогенное — мобилизация урана происходила вследствие регионального метаморфизма вплоть до гранитизации с образованием рудных концентраций в подходящих

структурных условиях (перемещение горячими водами), но не обязательно под влиянием гранитов Бэрстол.

Формация Корелла широко распространена по восточному краю складчатого пояса Маунт-Айза. Она содержит многочисленные рудопроявления урана; в 22 км от залежи Мери Кетлин расположены месторождения Мило, Истерн Крик и др.

В отечественной литературе Т. М. Кайковой [7] описана провинция урансодержащих железорудных скарновых месторождений, приуроченных к зонам контактов эффузивно-осадочных пород с массивами диоритов и сиенит-диоритов. Процесс скарнообразования здесь происходил многостадийно. В первую стадию формировались гранат-пироксеновые и пироксеновые скарны, во вторую — в основном магнетитовые тела, с третьей — связана урановая минерализация, приуроченная главным образом к амфиболам, выполняющим прожилки и зоны дробления. Рудным минералом является уранинит, образующий идиоморфные, кубические кристаллы размером от тысячных до десятых долей миллиметра. Уранинит дает сростания с молибденитом и пиритом или включен в роговую обманку. Урановые тела образуют серии беспорядочно ориентированных прожилков мощностью до 3 см, сменяющихся участками развития метасоматической вкрапленности. Автор приходит к выводу, что отложение роговой обманки в ассоциации с уранинитом и молибденитом происходило из гидротермальных растворов, имевших температуру 300—400 °С, и следовательно, оруденение наложено на более ранние собственно скарновые образования.

Приведенные примеры показывают, что скарново-метасоматические процессы могут привести к концентрации урана и в меньшей степени тория. Существенно ториевые месторождения описаны в скарнах южной части острова Мадагаскар в районе Форт-Дофин. Одно из них разрабатывается с 1954 г., давая около 20 т торанита ежегодно. Месторождения приурочены к докембрийским метаморфическим породам и образуют полосу длиной до 150 км и шириной 30—40 км, окаймляющую крупный гранитный массив. Это типичные скарны, сложенные диопсидом, кварцем, флогопитом, шпинелью и магнетитом. Рудным минералом является торанит, ассоциирующий со скоплениями флогопита.

§ 12. ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Гидротермальные месторождения имеют большое значение как промышленные источники урана. По данным В. И. Смирнова, в них сосредоточено свыше 95 % запасов урана эндогенного происхождения. Содержание урана в минеральном выполнении жил иногда достигает нескольких десятков процентов, т. е. превышает кларки урана на четыре-пять порядков. Такие высокие

концентрации не создаются ни в одном из других типов месторождений.

Среди гидротермальных месторождений известны высокотемпературные, средне- и низкотемпературные. Состав урановых минералов и их парагенетические ассоциации обычно тесно связаны не только с характером рудоносных растворов, но и с влиянием вмещающих пород.

В гидротермальном процессе отчетливо сказывается разница в свойствах элементов и происходит постепенное обособление урана от тех спутников, которые были для него типичны на предыдущих стадиях развития эндогенного процесса — магматической и пегматитовой, а именно от Ta, Nb, Zr, Th, Ti, редких земель.

Титанаты урана — браннерит и давидит, в которые входят торий и редкие земли, встречаются в основном в высокотемпературных месторождениях; для средне- и низкотемпературных месторождений характерны окислы четырехвалентного урана и силикаты типа коффинита и ненадкевита, иногда смеси окислов с органическими соединениями (тухолит и др.). Окислы урана представлены настураном и уранинитом. В некоторых случаях отмечаются гипогенные урановые черни, в которые входит значительное количество шестивалентного урана. В отличие от черней, возникающих в зоне окисления месторождений, гипогенные урановые черни могут образовываться в глубинных условиях за счет воздействия на ранее выделившийся настуран гидротермальных растворов более поздней фазы. Последнее, в частности, характерно для некоторых месторождений Франции.

Более или менее значительные скопления существенно ториевых минералов встречаются гораздо реже, причем заключающие их жилы имеют не совсем ясный генезис. Рудными минералами в них являются торит, торогуммит, монацит. С. Д. Туровский и Ш. А. Абакиров считают, что щелочными гидротермальными растворами могут переноситься и отлагаться коллоидные силикаты тория следующего приближенного состава: $(Th, U, TR, CaO)SiO_4$. Однако условия, необходимые для формирования этих соединений, встречаются так же редко.

В связи с большим экономическим значением гидротермальных месторождений урана выяснению закономерностей их образования уделяется много внимания. Этой проблеме посвящена обширная литература. Вместе с тем, несмотря на длительное время изучения и широкие экспериментальные исследования, многие из вопросов остаются дискуссионными. К числу последних относятся, в частности, представления об источниках рудного вещества, формах его переноса, причинах осаждения урановых минералов и др. В данном параграфе изложены точки зрения, принимаемые в настоящее время большинством исследователей.

Возраст гидротермальных месторождений урана различен. Они известны для всех металлогенических эпох, кроме архейской. Из двух протерозойских эпох оруденения особенно значительны месторождения более древней (граница верхнего архея и нижнего протерозоя, абсолютный возраст 1800—1300 млн. лет) — месторождения Северной Канады (Эльдорадо, Эйс-Фей и др.), Австралии (Рам-Джангл, Аллигейтор-Риверс и др.); в породах нижнего протерозоя встречаются месторождения и в Советском Союзе [7]. К рифейской эпохе (абсолютный возраст 650—560 млн. лет) принадлежат крупные месторождения Заира, Южной Родезии и др. В палеозое наиболее сильно проявилась герцинская металлогения (250—190 млн. лет), с которой связаны месторождения Западной и Центральной Европы, в частности Рудные горы. К мезозойской и неоген-палеогеновой эпохам относится ряд месторождений в Советском Союзе, в районе Гваделупы в Мексике, в штате Юта в США и др.

Провинции урановых гидротермальных месторождений по геотектоническому положению приурочены к древним щитам, фанерозойским складчатым областям и активизированным платформам. На щитах благоприятны районы, затронутые более поздними процессами тектонической и тектоно-магматической активизации. В пределах складчатых областей существенно различные условия создаются для магматических и сопутствующих им гидротермальных процессов в отложениях нижнего и верхнего структурного ярусов [16]. Здесь могут быть развиты месторождения, связанные общностью магматического очага с вулканическими сооружениями.

Урановое оруденение во всех этих провинциях формируется в поздние стадии гидротермального процесса, подчиненного определенным тектоно-магматическим циклам. Наиболее благоприятны для оруденения жесткие блоки с относительно устойчивым воздыманием, в которых проявлялся преимущественно кислый и субщелочной магматизм. Поднятие магматических расплавов происходило по глубоким разломам земной коры.

В районе рудных полей часто прослеживаются региональные дизъюнктивные нарушения, протягивающиеся на многие километры. В пределах фанерозойских складчатых областей эти крупные нарушения, как правило, сами по себе уранового оруденения не несут, а являются рудопроводящими и рудоконтролирующими структурами. Рудные тела приурочены обычно к более мелким трещинам разрыва и растяжения, расходящимся от крупных разломов и часто называемых оперяющими трещинами. Взаимоотношения между различными системами трещиноватости очень разнообразны и являются предметом специальных исследований, поскольку они имеют большое значение для организации поисковых, разведочных и эксплуатационных работ. Выделяется ряд структурных типов урановых месторожде-

ний, в число которых входят месторождения, связанные с различными трещинами скалывания и растяжения, а также штокверковые зоны. Последние представляют собой системы тонких прожилок, пронизывающих дайки, граниты, гранодиориты и другие относительно хрупкие породы, которые реагируют на тектонические напряжения появлением сети различно ориентированных трещин. Иногда оруденение фиксируется в трещинах, пронизывающих трубки взрыва и выполнения жерл вулканов.

Уранорудные поля, сформировавшиеся в кристаллическом фундаменте древних платформ и щитов, характеризуются тем, что оруденение не только контролируется региональными разломами, но часто приурочено непосредственно к милонитам, брекчиям и к измененным породам в зоне разломов.

Рудные растворы могут проникать не только по открытым трещинам, но и по сильно трещиноватым участкам пород, генетически связанным с зонами разломов. В таких случаях растворы вступают в более тесное взаимодействие с вмещающими породами, благодаря чему протекают интенсивные процессы метасоматического замещения указанных пород. Месторождения, образующиеся при этом, получили название гидротермально-метасоматических. Они широко развиваются в зонах прогибов докембрийских платформ, где располагаются на площадях, тяготеющих к участкам скрещения осей разновозрастных складок, размещаются в сильно трещиноватых зонах изгибов их осей, крутых крыльев и крутого погружения шарниров. В последние годы установлено интенсивное развитие рудного метасоматоза в месторождениях, приуроченных к вулканогенным породам [8].

Проникновение рудоносных растворов из зон разломов во вмещающие породы облегчается тем, что пористость последних увеличивается в результате воздействия гидротермальных растворов предрудной стадии. Так, предрудная альбитизация гранитов приводит к возрастанию их эффективной пористости от 0,5 до 6,0 %, а различные изменения вулканогенных пород — от 1,2 до 12 % [10].

В настоящее время не совсем еще решен вопрос о связи гидротермальных урановых месторождений с интрузивными породами. Довольно хорошо он изучен только для провинций, приуроченных к интрагеоантиклинальным поднятиям [16]. Эти участки характеризуются длительным существованием очага гранитной магмы, дающего несколько разновозрастных комплексов интрузивных пород. При этом, как уже упоминалось выше, содержание урана возрастает от более древних пород к более молодым, а сами породы относительно обогащаются кремнеземом и щелочами, переходя от гранодиоритов к лейкократовым гранитам, реже к граносиенитам или сиенитам. Уран и сопутствующие ему элементы, концентрирующиеся в акцессорных и порообразующих минералах, скопляются в основном

в верхних частях гранитоидных интрузий. Гидротермальные рудопоявления связываются обычно с самыми поздними комплексами гранитных интрузий. Некоторые элементы сопровождают уран не только в высокотемпературных месторождениях, но и на более поздних этапах. Так, иногда в урановой смолке обнаруживается до 5 % циркония; видимо, мигрируют вместе с ураном калий и натрий, которые принимают участие в околорудных изменениях вмещающих пород. Такое родство химического состава гидротермальных образований и располагающихся в этих же районах интрузий, которые значительно обогащены к тому же ураном, рассматривается как весьма важное доказательство их генетической связи.

Сделанные в последние годы для ряда рудных районов определения абсолютного возраста показали, что гидротермальные месторождения образуются спустя примерно 10 млн. лет, после того, как сформировались наиболее молодые интрузивные породы, не только глубинные, но и связанные с ними дайки типа лампрофиров или порфиритов. Часто и интрузии, и ураноносные жилы контролируются одними и теми же дизъюнктивными нарушениями (Ф. И. Вольфсон, И. П. Кушнарв и др.). Работами В. Н. Котляра, Н. П. Лаверова и других ученых [7, 8] на основании исследования ряда вулканогенных урановых месторождений Советского Союза установлен близкий возраст руд этих месторождений и самых поздних магматических пород, входящих в состав рудоносных вулканогенных комплексов.

Вместе с тем имеется большое число месторождений, в которых сколько-нибудь четкой связи с интрузиями не наблюдается. Последнее особенно типично для докембрийских урановых провинций. Так, в районах Большого Медвежьего озера и озера Атабаска в Канаде, где известны крупнейшие гидротермальные месторождения урана, вообще не выявлены интрузивные породы, с которыми можно было бы связать оруденение. Аналогичное положение наблюдается в месторождениях, приуроченных к интенсивно метаморфизованным протерозойским породам Советского Союза. В связи с этим рядом ученых было высказано предположение о том, что рудоносные термальные глубинные растворы отнюдь не всегда являются продуктом конденсации водяных паров и других летучих компонентов, выделившихся из магмы. Среди них могут быть как атмосферные воды, которые проникли в глубокие зоны земной коры и нагрелись (артезианские), так и воды, отжатые и освободившиеся при перекристаллизации различных осадочных пород в условиях регионального метаморфизма при постепенном повышении температуры и давления. По подсчетам А. А. Саукова, из 1 км³ осадков в период эпигенеза и метаморфизма может быть освобождено около 100 млн. т воды.

Экспериментальными исследованиями Н. И. Хитарова [10]

показано, что из глины, содержащей около 31 % воды при давлении 6000 кгс/см², отжимается примерно 65 % исходного количества влаги, из известняка с влажностью 9,8 % при той же нагрузке — около 50 % воды. При этом отдача воды увеличивается с повышением температуры. Таким образом, в глубинных зонах земной коры появляются мощные потоки вод, нагретых, обогащенных в связи с высоким пластовым давлением растворенными газами, и поэтому весьма химически активных. Они могут растворять, переносить и при изменении физико-химических условий среды отлагать рудный материал, находившийся до того в более или менее рассеянном состоянии в магматических, метаморфических и осадочных породах. Формируемые таким образом месторождения, называемые амагматогенными, телетермальными, или стратиформными, морфологически и по комплексам слагающих их минералов будут неотличимы от гидротермальных магматогенных [9, 10, 14, 18].

Формирование подобных месторождений допускается многими исследователями (А. А. Сауков, М. М. Константинов, Л. В. Пустовалов, А. И. Тугаринов и др.) не только для урана, но и для других металлических полезных ископаемых — ртути, сурьмы, меди, полиметаллов. Считается вполне вероятным и полигенное происхождение рудоносных растворов, а именно смешение магматических, метаморфических и метеорных вод, особенно в тех случаях, когда оруденение локализуется в приповерхностных вулканических аппаратах [7, 8].

По поводу глубины образования гидротермальных урановых месторождений существуют следующие представления. По оценке Ф. И. Вольфсона, И. П. Кушнарева, Л. И. Лукина и других ученых [3], верхние части собственно урановых месторождений сформировались на глубине 300—500 м от дневной поверхности, существовавшей в тот период. В ряде районов гидротермальное оруденение почти без перерывов прослежено на глубину 1000—1200 м, а иногда до 1600 м и более. Эти данные позволяют предполагать, что общая глубина распространения уранового оруденения от земной поверхности может достигать 2000—2500 м. С этим выводом о сравнительно небольшой глубине формирования гидротермальных месторождений урана вполне согласуется тот факт, что рудные компоненты часто выполняются открытые полости (трещины, линзовидные пустоты и т. п.), существование которых на больших глубинах невозможно в связи с высоким давлением и возрастающей пластичностью пород. Н. С. Зонтовым на основании статистической обработки большого количества данных показано, что распределение оруденения гидротермальных месторождений по глубине может быть выражено одномодальной кривой (рис. 19). Выявление такой закономерности очень важно при поисковых и оценочных работах.

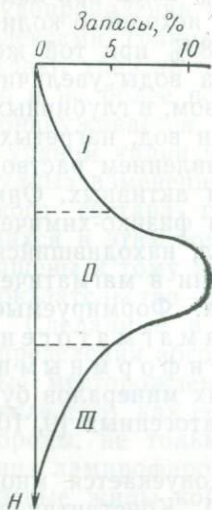


Рис. 19. Кривая статистического распределения оруденения по глубине H гидротермальных месторождений урана.

Зоны: I — верхняя, II — средняя, III — нижняя

Весьма большое значение имеет вопрос о формах переноса урана в гидротермальных растворах. Решение его основывается на исследовании минеральных ассоциаций урана в гидротермальных месторождениях, изучении взаимоотношений ураноносных жил с вмещающими породами, а также на экспериментальных работах. Большинство исследователей допускают, что уран может мигрировать в основном в шестивалентной форме. Наиболее вероятны следующие виды миграции.

1. В виде комплексных соединений уранил-иона в карбонатных растворах, имеющих слабощелочную реакцию. Экспериментально доказано, что соединения K или Na с комплексами типа $[UO_2(CO_3)_3]^{4-}$ или $[UO_2(CO_3)_2(H_2O)]^{2-}$ растворимы в воде при температуре около $150^\circ C$. Такая форма переноса считается главной. Уранил-карбонатные комплексы, устойчивые в случае наличия в воде углекислоты и карбонатов щелочных металлов, могут разрушаться при удалении CO_2 , изменении pH среды или

вследствие реакции с восстановителями, переводящими U^{6+} в U^{4+} . Такую восстанавливающую роль могут играть соединения закисного железа и сульфиды.

2. В виде хлоридов и фторидов шестивалентного урана в кислых растворах [7, 10]. При наличии в боковых породах карбонатов реакция среды изменяется, образуется флюорит, который действительно часто сопутствует настурану.

3. В виде комплексных уранил-силикатных ионов типа $nNa_2O \cdot UO_2 \cdot mSiO_2 [U^{4+}F_2(CO_3)_3]$. Развитие их ограничено вследствие того, что диссоциация поликремневых кислот требует очень высоких значений pH , при которых уран интенсивно гидролизует и осаждается.

Основными факторами, определяющими место и время выпадения урановых минералов из растворов, являются понижение окислительно-восстановительного потенциала и изменение pH среды, что может быть вызвано смешением с водами иного происхождения, влиянием вмещающих пород или ранее выпавших из раствора сульфидов [10]. Разрушение уранил-карбонатных комплексов может происходить также вследствие дегазации растворов по мере уменьшения давления, что приводит к удалению углекислоты. Величина pH влияет и на морфологию выпадающей из раствора двуокиси урана. Р. П. Рафальский

экспериментально показал, что при $\text{pH} < 4-5$ образуется кристаллический уранинит. В слабокислой — щелочной среде из раствора осаждается коллоидный настуран.

Температура образования урановых месторождений в настоящее время определяется экспериментально и путем термометрического исследования газожидких включений в рудных и сопутствующих минералах. Получены значения, варьирующие в широком диапазоне, которые позволяют заключить, что уран в гидротермах может переноситься дважды: при температурах около 300°C и в главной массе при 220°C и ниже. Давление в момент образования жильных минералов зависит от глубины и может изменяться от нескольких десятков до многих сотен килограмм-силы на квадратный сантиметр.

Во многих урановых месторождениях четко проявляется литологический контроль оруденения, связанный с активным влиянием на гидротермальные растворы вмещающих пород. Он сказывается в том, что при пересечении жилами толщ меняющегося состава рудные компоненты размещаются в этих жилах далеко не равномерно, а концентрируются лишь на участках контактов с определенными разновидностями пород. Часто это бывают амфиболиты, хлоритовые или хлорит-эпидотовые сланцы, диабазы, различные пиритизированные сланцы и кварциты (рис. 20). Активным реагентом в указанных породах является двухвалентное железо, играющее роль энергичного восстановителя и переводящее растворимые соединения U^{6+} в нерастворимые окислы U^{4+} . Еще сильнее действуют в этом направлении битуминозные, углистые и графитизированные породы. В случае пересечения карбонатных отложений сильно меняется pH растворов, что может также привести к осаждению минералов урана.

Одновременно с влиянием на гидротермальные растворы боковых пород наблюдается и обратный процесс, что приводит к образованию более или менее ярко выраженных зон околожильных изменений. Последние имеют иногда значительную

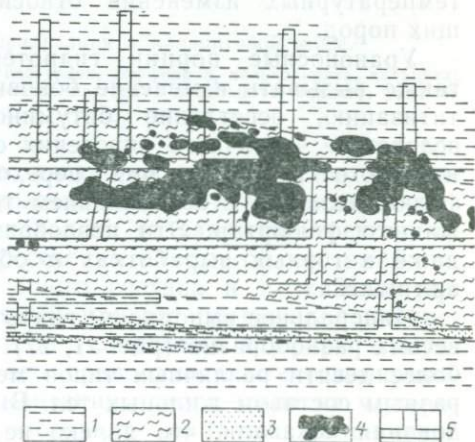


Рис. 20. Литологический контроль оруденения в толще перемежающихся метаморфических пород (по Е. М. Янишевскому и В. М. Константинову).

1 — кварцево-серпичитовые сланцы; 2 — углисто-кремнистые сланцы; 3 — кварциты; 4 — линзы урановой смолки; 5 — горные выработки

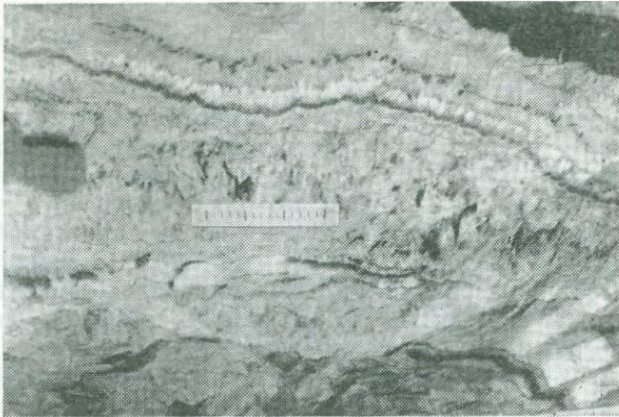


Рис. 21. Уран-карбонатная жила полосчатой корустификационной текстуры.

Участок горной выработки (фото А. В. Заварзина)

(до десятков метров) мощность и содержат ряд специфических минералов, которые рассматриваются как показатели уранового оруденения [16]. Так, в месторождениях относительно высокотемпературных (300°C и выше) на древних щитах урановое оруденение накладывается на предварительно альбитизированные магматические и метаморфические породы (альбититы) или на породы, затронутые калиевым метасоматозом. В фанерозойских складчатых областях средне- и низкотемпературные (200°C) настурановые и молибденит-настурановые руды могут накладываться на березиты или на зоны с ранее отложенными сульфидами и т. п. К числу наиболее низкотемпературных изменений относится аргиллизация вмещающих пород.

Ураноносные порции гидротермальных растворов могут также вызывать изменение боковых пород, в частности гематитизацию, осветление битуминозных и угленосных пластов вследствие частичного окисления соединений железа или органического вещества при переходе U^{6+} в U^{4+} , окварцевание, флюоритизацию с образованием темно-фиолетового урансодержащего флюорита. Эти новообразования легко распознаются даже в горных выработках и обнажениях, что очень важно при поисках.

Минеральное выполнение гидротермальных ураноносных жил весьма разнообразно (рис. 21, 22). В настоящее время известно более десяти различных типов месторождений, отличающихся разным составом жильных тел. Вместе с тем детальные исследования показали, что далеко не все минералы, встречаемые в урансодержащих жилах, являются действительно парагенными

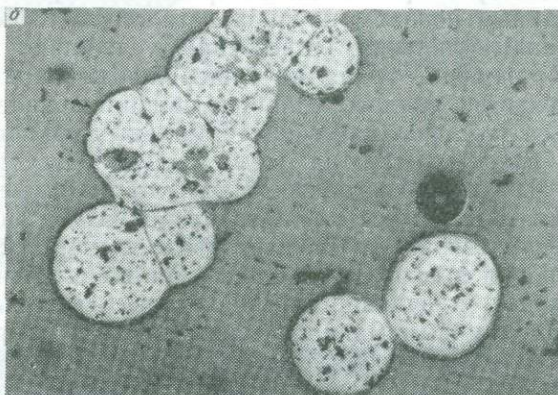
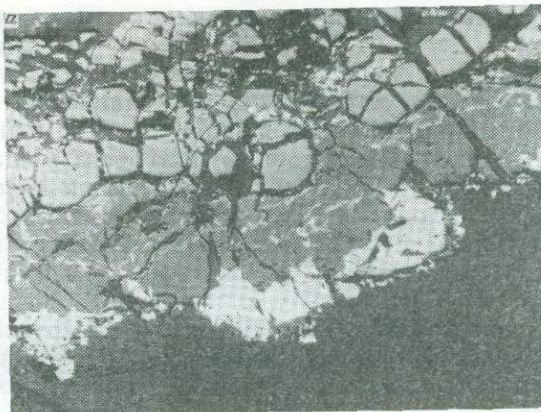


Рис. 22. Настуран-сульфидная минерализация в кальцитовой жиле.

а — зонарное размещение (сверху вниз) настурана, коффинита, халькопирита, кальцита; аншлиф, увел. 26; *б* — почковидные выделения настурана в кальците; аншлиф, увел. 46 (фото А. В. Заварзина)

урану, т. е. выделялись из растворов одновременно с ним. Действительно, благодаря сложной тектонической жизни урановых провинций, могло происходить то закрытие трещин, то новое их приоткрывание, пересечение их другой системой, по которой двигались растворы иного состава и т. п. Известны примеры, когда гидротермальный процесс прерывался внедрением даек различного характера (кварцевые порфиры в Рудных горах и Судетах). Все это приводило к «телескопированию», т. е. наложению минерализации одного этапа на минерализацию другого, причем происходило не только усложнение минеральных ассоциаций, но иногда и полное растворение

компонентов более ранней стадии или их метасоматическое замещение [12].

Так, например, в хорошо изученных жилах Рудных гор, достаточно достоверно установлено, что ранние кальцит-смольковые жилы дробились при вторичном приоткрывании, затем кальцит под влиянием новых порций раствора замещался доломитом и формировались жилы доломитового или доломит-баритового состава. Усложнялся и комплекс рудных минералов [10, 16]. Именно вследствие аналогичных процессов наложения на собственно урановые жилы с простым парагенезисом более поздних гидротерм образовалась и знаменитая пятиметальная формация Рудных гор (Bi, Co, Ni, Ag, U) и других районов, которая до недавнего времени считалась наиболее перспективной. Принципиальная схема переработки гидротермальных жил разных стадий при их пересечении о доурановым сульфидным телом показана на рис. 23. На участке другой рудной жилы (рис. 24) виден брекчированный материал более ранней стадии, сцементированный поздним крупнокристаллическим кальцитом.

Все указанные явления, естественно, усложняют классификацию месторождений урана по минеральным парагенезисам. Это обстоятельство явилось одной из причин появления в последние годы классификаций гидротермальных урановых месторождений, базирующихся на иных более общих признаках. В работе В. Н. Котляра и других [7] гидротермальные урановые месторождения прежде всего подразделены на два ряда: плутоногенные, тесно связанные с интрузивными комплексами магматических пород и сформировавшиеся на значительных и умеренных глубинах, и вулканогенные, которые связаны с вулканическими формациями магматических пород и сформированы в большом диапазоне глубин — от умеренных до поверхностных покровных вулканитов. В пределах этих рядов выделяются формации и минеральные типы месторождений, объединяющие месторождения, формирующиеся в сходной геологической обстановке и характеризующиеся близкими минеральными ассоциациями.

В. И. Смирнов [10] все гидротермальные месторождения, в том числе и урановые, подразделяет на три класса: плутоногенный, вулканогенный и амагматоногенный, или телотермальный (стратиформный), а в их пределах выделяет более мелкие группы по типичным парагенезисам и формациям.

Наконец, как упоминалось выше, в отечественной литературе, начиная с 1955—1956 гг., появились работы, в которых в качестве основного признака для систематизации урановых месторождений предлагается использовать их геотектоническую позицию. Наиболее полное выражение этот подход нашел в последних работах Ф. И. Вольсона и др. [3, 17], В. И. Казанского и Н. П. Лаверова [6]. Для эндогенных месторождений указанные авторы предлагают выделять следующие

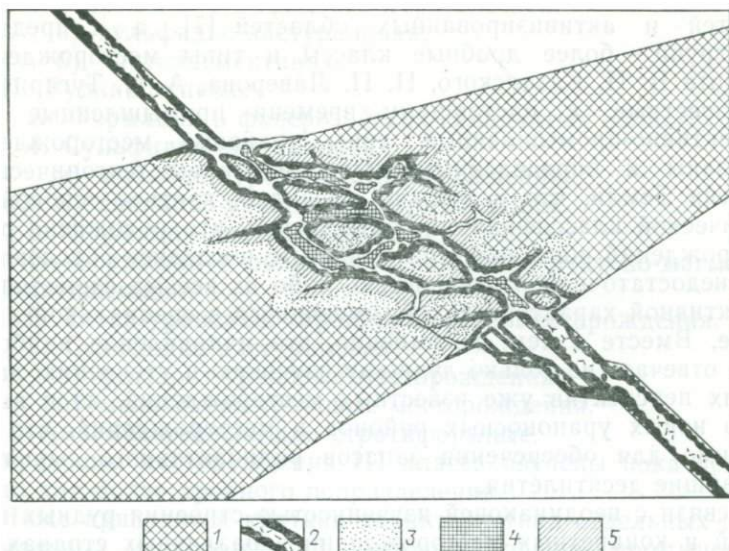


Рис. 23. Общая схема взаимоотношений урановой жилы с доурановым сульфидным телом (по В. Л. Барсукову).

1 — доурановое сульфидное тело; 2 — жилы кварцево-кальцитово-настуранового состава; 3 — реакционные контактные зоны, в которых происходит разрушение первичных сульфидов (особенно многосернистых и железосодержащих) доуранового рудного тела; 4 — рудные минералы, парагенные с настураном, образовавшиеся за счет разрушения первичных доурановых сульфидов; 5 — окколорудные изменения

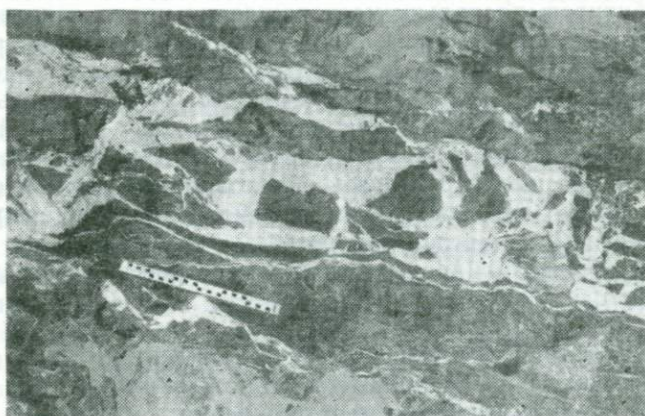


Рис. 24. Брекчиевая текстура уран-карбонатной жилы.

Участок горной выработки (фото А. В. Заварзина)

группы месторождений: древних платформ, складчатых областей и активизированных областей [7], а в пределах этих групп — более дробные классы и типы месторождений. В работе В. И. Казанского, Н. П. Лаверова, А. И. Тугаринова [6] известные к настоящему времени промышленные или перспективно-промышленные типы урановых месторождений привязаны к определенным крупным этапам тектонического развития Земли, что и должно, очевидно, явиться основой их генетической классификации. Естественно, что положение ряда месторождений пока является условным, последнее обусловлено либо недостаточной изученностью, либо их весьма схематичной субъективной характеристикой, имеющейся в специальной литературе. Вместе с тем, несомненно, это направление наиболее полно отвечает не только лучшему изучению и уточнению дальнейших перспектив уже известных месторождений, но и выявлению новых ураноносных районов и месторождений, что необходимо для обеспечения запасов радиоактивного сырья на ближайшие десятилетия.

В связи с неодинаковой изученностью строения рудных провинций и конкретных месторождений в различных странах отнесение их к определенным этапам тектонического развития Земли у разных авторов далеко не однозначно. Поэтому в данной книге при группировании гидротермальных месторождений нами принято разделение их на плутоногенные, вулканогенные и амагматогенные, или стратиформные, согласно сравнительно недавно опубликованным работам [7, 10]. Сведения о структурной приуроченности сообщаются при описании отдельных формаций. В отличие от классификации В. И. Смирнова в группу плутоногенных месторождений включена формация ураноносных альбититов, поскольку месторождения урана связаны в основном не с регионально альбитизированными породами, а с линейными альбититами, которые формировались вдоль зон глубинных разломов и, как отмечено В. И. Смирновым [10], в кристаллическом основании платформ вне видимой связи с магматизмом. Вместе с тем в процессах альбитизации решающее значение имели растворы, обусловленные ультраметаморфизмом, сильно нагретые и химически активные, т. е. проявлялась гидротермальная деятельность.

Таким образом, гидротермальные месторождения урана подразделены следующим образом.

1. Плутоногенные.

1. Формация альбититовых месторождений:

- а) собственно урановые месторождения;
- б) железо-урановые месторождения.

2. Формации кварцевого парагенезиса:

- а) кварц-уранинитовая;
- б) кварц-карбонат-настурановая;
- в) кварц-флюорит-настурановая.

3. Формации сульфидного парагенезиса:

а) сульфидно-настурановая;

б) «пятиэлементная».

II. Вулканогенные.

А. Формации в фанерозойских складчатых областях.

4. Сульфидно-настурановая:

а) молибден-урановые месторождения;

б) свинцово-урановые месторождения.

5. Формация апатит-урановая.

Б. Формации в областях мезозойской тектоно-магматической активизации.

6. Титан-урановая: браннеритовые месторождения.

7. Сульфидно-настурановая:

а) флюорит-урановые месторождения;

б) мышьяково-урановые месторождения.

III. Амагматогенные, или стратиформные.

Урановые месторождения III класса изучены пока недостаточно для более дробного подразделения.

Ниже приводится краткая характеристика отдельных гидротермальных месторождений, имеющих большое промышленное значение или интересных генетически. Более полное их описание имеется в многочисленных советских и зарубежных работах, опубликованных за последние 10 лет [16, 18].

Плутоногенные гидротермальные месторождения

Плутоногенные месторождения связаны с гипабиссальными изверженными породами отчасти ранней и средней, но в основном поздней стадии геосинклинального периода складчатых областей и активизированных платформ [10]. Интрузивные породы представлены биотитовыми гранитами, граносиенитами и сиенитами. Рудные тела формируются путем отложения в пустотах или с частичным метасоматическим замещением вмещающих пород; поэтому они очень разнообразны по форме — известны изометрические, плоские, трубообразные залежи, согласные с вмещающими породами или секущие их. Размеры залежей колеблются в широких пределах — от нескольких метров до нескольких километров по простиранию для жил. Залегают они в тех же породах, которые вмещают интрузивные магматические тела, или вне их в экзоконтактных зонах. В альбититовых месторождениях видимой связи с интрузивными образованиями нет, что и заставляет многих исследователей считать их чисто метаморфогенными образованиями.

Формирование плутоногенных гидротермальных месторождений сопровождается значительными изменениями боковых пород, среди которых для урансодержащих очень характерна березитизация — превращение вмещающих гранитов и гнейсов

в агрегат тонкочешуйчатого серицита и пирита. Возможны также окварцевание, хлоритизация, гематитизация и другие изменения.

Месторождения альбититовой формации

Урановые месторождения, приуроченные к альбититам, развиты на древних платформах. Их формирование совпадает с раннепротерозойской протоактивизацией, сопровождавшейся разломами кристаллического фундамента, по которым вследствие миграции термальных вод происходил интенсивный щелочной метасоматоз вне явной связи с магматизмом. В Советском Союзе описаны подобные месторождения двух типов: в одном случае среди ультраметаморфических пород урановое оруденение сопутствует натровым метасоматитам, в другом — сопровождается железными рудами и локализуется в щелочно-карбонатных метасоматитах [8].

Рассмотрим строение одного из месторождений второго типа, изучавшегося Я. Н. Белевцевым, А. И. Тугариновым, В. И. Казанским, В. Г. Мелковым и другими исследователями. Его характеристика дается на основе новейших работ [6, 14], существенно дополнивших более ранние представления. В разрезе месторождения принимают участие интенсивно дислоцированные архейские и раннепротерозойские метаморфические породы. В раннем протерозое выделены следующие свиты.

1. Нижняя свита мощностью 100—200 м сложена слюдяными кварцитами, метаморфизованными песчаниками и конгломератами (в том числе ураноносными), амфиболитами, биотит-полевошпатовыми и амфибол-биотитовыми сланцами.

2. Средняя железорудная свита мощностью до 1300 м состоит из переслаивающихся магнетитовых и гематитовых джемпилитов, роговиков, куммингтонитовых, биотитовых сланцев и доломитовых мраморов.

3. Верхняя свита мощностью до 1500 м сложена доломитами, метапесчаниками, углисто-графитовыми сланцами и кварцитами.

Магматическая деятельность происходила в два этапа. В позднем архее внедрились тела кварцевых диоритов с абсолютным возрастом около 2800 млн. лет. В раннем протерозое сформировались микроклиновые граниты с возрастом 2100—1900 млн. лет, сопровождающиеся мигматитами и пегматитами, развитыми в основном среди архейских гнейсов и весьма редко в породах железорудных серий. Железорудные породы смяты в сложную синклинорную структуру шириной 500—7000 м, приуроченную к глубинному разлому.

Урановое оруденение отмечено в кварцево-галечных конгломератах нижней свиты и в основной массе в железорудной средней свите, где оно связано с натровыми и карбонатными мета-

соматитами. В конгломератах руды бедные, представленные вкрапленностью уранитита и сорбированными окислами урана в углистом веществе и сульфидах цемента. Возраст рудных минералов около 2600 млн. лет.

Положение железо-урановых месторождений контролируется в основном структурными факторами — внутриформационными, пластовыми и секущими разрывами. Рудные тела располагаются на участках замыкания синклиналиных складок, флексурных перегибах их крыльев, в зонах дробления и катаклаза.

На рис. 25 показан разрез месторождения, приуроченного к участку замыкания узкой синклиналиной складки с почти

вертикальным положением осевой плоскости. Ядро складки сложено роговиками, доломитами и графитовыми сланцами верхней свиты. Складка рассечена продольными, послойными и диагональными разрывами, сопровождающимися катаклизмом и зонами деформированных пород мощностью до 10 м, которые протягиваются на сотни метров. Тела натрово-карбонатных метасоматитов и урановых руд располагаются в послойных нарушениях, развитых на крыльях и в шарнирной части складки, где они имеют мощность от нескольких сантиметров до 5 м, а также замещают милониты и брекчии в пределах более крупных пологопадающих диагональных нарушений.

По минеральному составу здесь выделены следующие типы руд: апатит-малаконовый, ненадкевитовый (ассоциирующий в альбититах с браннеритом), уранинитовый и настуран-коффинитовый. Наиболее важным является уранинитовый тип руд, характерный для зон карбонатного метасоматоза. Уранинит создает мелкие (0,001—1,000 мм) кристаллы, которые дают скопления или вкрапленность в доломитовых и эгириновых прослоях и срastaются с гематитом. Образование руд совершалось

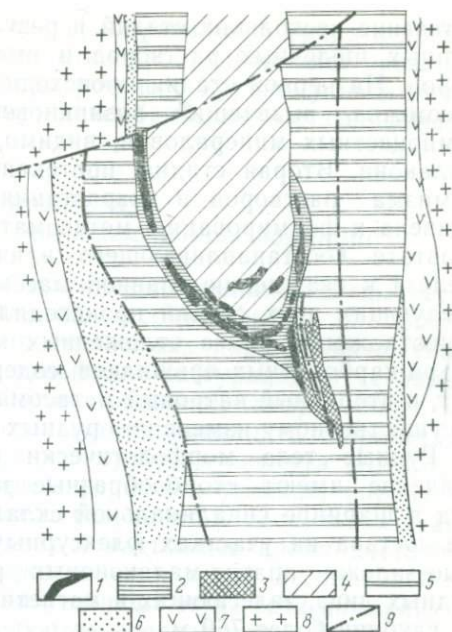


Рис. 25. Геологическое строение железо-уранового месторождения [14].

1 — урановые руды; 2 — альбититы; 3 — железные руды; 4 — породы верхней свиты; 5 — породы средней свиты; 6 — породы нижней свиты; 7 — амфиболиты; 8 — граниты и мигматиты; 9 — дизъюнктивные нарушения

в течение нескольких стадий в результате взаимодействия глубинных щелочных растворов и вмещающих метаморфических пород. На первой стадии происходил энергичный натровый метасоматоз, вызвавший возникновение альбитита и щелочных темноцветных минералов и, видимо, урансодержащих апатита, малакона. Вторая стадия, протекавшая в условиях изменения химизма растворов и возрастания активности углекислоты, привела к формированию метасоматических карбонатов и в результате восстанавливающего влияния минералов закисного железа к осаждению главной массы уранинита. В течение последующих двух стадий происходило частичное растворение и переотложение ранее отложенных компонентов, формирование кварц-карбонатных прожилков, содержащих коффинит и уранинит, и вторичный натровый метасоматоз. Но это уже не привело к существенному изменению рудных тел.

Рудные тела морфологически разнообразны; наибольшее значение имеют столбообразные залежи железо-карбонатных руд в шарнире синклинальной складки, линзовидные тела того же состава на участках флексурных перегибов и пластообразные залежи апатит-малаконовых руд в альбититах. Одна из рудных линз, залегающих в магнетитовых породах, прослежена на глубину более 750 м.

По поводу генезиса месторождения существуют и обсуждаются различные точки зрения. Согласно представлениям Я. Н. Белевцева [14], оно является метаморфогенным и образовалось в раннем протерозое вследствие циркуляции по зонам разломов метаморфических растворов, извлекавших уран из глубокозалегающих пород более высокой степени метаморфизма. А. И. Тугаринов также считает месторождение метаморфогенным, но источник урана видит в ураноносных конгломератах и аркозах нижней свиты раннепротерозойских отложений. Наконец, ряд исследователей считают месторождение гидротермальным постмагматическим по отношению к микроклинновым гранитам с возрастом около 2000 млн. лет.

Примерно те же суждения высказываются и по поводу генезиса других месторождений альбититовой формации Советского Союза, приуроченных к измененным метасоматическими процессами гнейсам и калиевым гранитам с абсолютным возрастом около 1800—2000 млн. лет [7, 17]. Вне зависимости от решения вопроса об источниках рудного вещества общим для месторождений этого типа является вызванная тектоническими причинами активизация глубинных растворов, которые энергично влияли на вмещающие породы и способствовали отложению рудных компонентов как в пустотах, так и путем метасоматических замещений. Отсюда вытекают перспективы поисков аналогичных месторождений в активизированных зонах докембрийских щитов и платформ, часто погребенных под плащом более молодых образований.

К числу метасоматических рудопоявлений урана в древних железосодержащих породах относится также месторождение Джадугуда в Индии. Оно приурочено к крупному надвиговому поясу Сингбхум, секущему докембрийские метаморфические породы.

Месторождения кварц-настурановой, сульфидно-настурановой и «пятиэлементной» формаций

Среди плутогенных месторождений урана известны весьма разнообразные парагенетические ассоциации. В. И. Смирнов [10] в числе наиболее распространенных парагенезисов указывает кварц-уранинитовую, сульфидно-настурановую (с галенитом, сфалеритом, молибденитом, халькопиритом) и более редкую «пятиэлементную», состоящую из уранинита с арсенидами кобальта и никеля, самородного серебра и висмута (Bi, Co, Ni, Ag, U). Выделение последней формации условно, потому что конечный состав руд является результатом нескольких стадий минерализации, установленных в настоящее время достаточно определено. Однако месторождения с такой ассоциацией настолько своеобразны, что сразу обращают на себя внимание исследователей и резко выделяются среди других гидротермальных образований.

Типичными районами развития плутогенных гидротермальных урановых месторождений являются герцинские складчатые сооружения Западной Европы. Месторождения здесь известны в пределах Центрального Французского и Армориканского массивов; близки к ним по возрасту месторождения Чешского массива и Рудных гор. Вместе с тем в геологической позиции рудоносных жил и их парагенезисах имеются существенные различия.

Наиболее простые парагенетические ассоциации свойственны рудам Центрального Французского и Армориканского массивов. Следует указать, что Франция занимает ведущее место в Западной Европе по запасам урановых руд и добыче, а их главные запасы (около 2/3) сосредоточены именно в гидротермальных месторождениях. Они изучались в течение длительного времени, что нашло отражение в многочисленных опубликованных работах.

Центральный Французский массив, имеющий размеры примерно 450×300 км, располагается в пределах центральной и южной частей Франции. Он принадлежит к герцинской складчатой области и имеет трехъярусное строение [16]. Нижний ярус — метаморфизованный кристаллический фундамент, сложенный породами докембрия и раннего палеозоя. Средний ярус — геосинклинальные складчатые, и поэтому существенно метаморфизованные отложения среднего и позднего палеозоя, которые разбиты крупными разломами преимущественно

северо-западного простираения и содержат двухфазные интрузии гранитоидов. Более молодые двуслюдяные гранитоиды (называемые в некоторых работах гранулитами), относящиеся к австрийской фазе герцинской эпохи орогенеза, отличаются повышенным содержанием урана — от 0,0015 до 0,0020 %. Верхний ярус сложен осадочными породами мезозоя и кайнозоя, выполняющими грабенообразные впадины в теле массива, который имеет блоковое строение.

Гидротермальные месторождения преимущественно приурочены к наиболее поздним двуслюдяным гранитам, реже располагаются в примыкающих гнейсах и сланцах докембрия и палеозоя. Они подчинены системе рудоконтролирующих разломов, иногда прерывистых и кулисообразных. Отдельные жилы прослеживаются на несколько километров; в участках пересечения трещин разного направления образуются залежи типа штокверков или рудных столбов.

Наиболее важными в промышленном отношении являются месторождения районов Буа-Нуар и Лимузен. Месторождение Буа-Нуар открыто в 1951 г. Жилы прослеживаются в длину до 1500 м, на глубину около 500 м при мощности от нескольких сантиметров до нескольких метров в отдельных участках. Они выполнены в основном кварцем и урановой смолкой, но в небольшом количестве присутствуют пирит, марказит, гематит, халькопирит, флюорит, кальцит и висмутин. Иногда руды имеют брекчиевую текстуру, являясь цементом катаклазированных и измененных гранитов.

Определение температуры кристаллизации по включениям в минералах показывает, что эта ассоциация формировалась в течение нескольких стадий, причем начало процесса происходило при довольно высоких температурах (340—350 °C), что соответствует глубине формирования (2600—3000 м). Возраст урановой смолки — 265 млн. лет [6, 18], т. е. отстоит от времени внедрения гранитоидов на 40—60 млн. лет.

Запасы месторождения оцениваются примерно в 3500 т урана при его среднем содержании 0,25 %. В западной части того же гранитного массива расположено месторождение Лимузен, являющееся наиболее крупным по запасам (около 22000 т).

На Арморианском массиве находятся месторождения провинции Вандея — Экарпье, Вандея, Франс и др. Гранитоиды, слагающие центральную часть этого массива, внедрились в судетскую фазу герцинского орогенеза (возраст около 340 млн. лет). Все известные здесь месторождения тяготеют к гранитному массиву Мортань, который слагается различными по составу гранитоидами — биотитовыми, двуслюдяными и альбитизированными мусковитовыми. Именно в последних отмечается наиболее высокое содержание урана. На севере массив Мортань по крутопадающему разлому запад-северо-западного направле-

ния контактирует с амфиболитами и габброидами. В зоне разлома породы брекчированы и милонитизированы, часто ожелезнены. В отличие от описанных выше месторождений Центрального Французского массива рудные тела провинции Вандея приурочены к зонам нарушений. Мощность отдельных тел, или, как их называют, жил, меняется от 0,2 до 3,0 м, в верхней части иногда еще больше. На глубину они прослеживаются до 200 м и полностью выклиниваются. Минеральный состав руд простой — урановая смолка, марказит, кварц, изредка халькопирит, кальцит и флюорит. Возраст смолки — 265—280 млн. лет. Запасы отдельных месторождений составляют от 5000 до 10 000 т.

Простой, даже убогий, как часто называют, состав руд и быстрое выклинивание залежей по мере углубления вызвали появление представлений о гипергенном происхождении рудных концентраций массива Мортань. В работах французских геологов обсуждается возможность их образования за счет инфильтрации поверхностных вод, дренировавших предварительно хорошо проработанную кору выветривания гранитоидов массива, изначально обогащенных ураном [86].

Месторождения «пятиэлементной» формации развиты в Рудных горах (рис. 26). Большая часть гидротермальных жил располагается здесь в экзоконтакте многофазных герцинских гранитоидов Эйбеншток-Карловарского и других массивов [16].

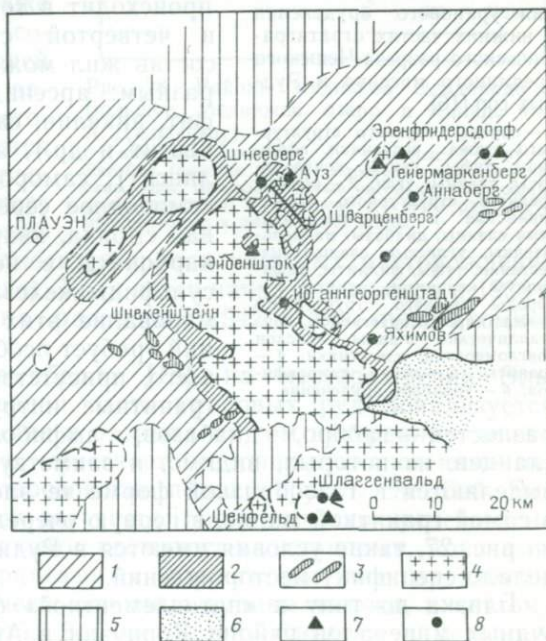


Рис. 26. Расположение полей урановых жил относительно поздних гранитных массивов Рудных гор [16].

1 — породы палеозоя и породы, образовавшиеся в результате регионального метаморфизма; 2 — формации, образовавшиеся вследствие контактного метаморфизма; 3 — основные породы; 4 — граниты; 5 — послепалеозойский покров; 6 — палеоген-неогеновые эффузивные формации; 7 — олово-вольфрамовые месторождения; 8 — поля урановых жил

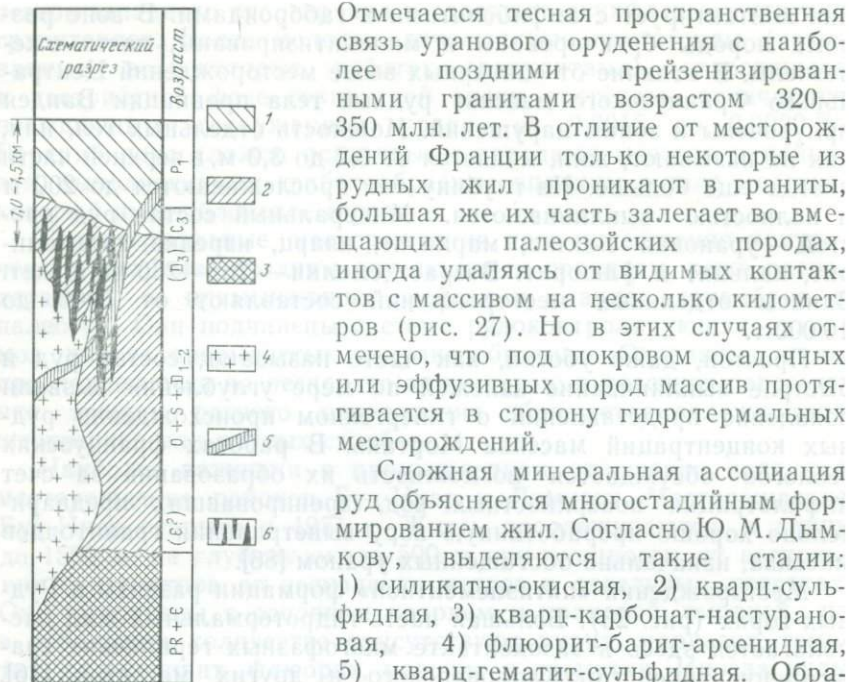


Рис. 27. Схема расположения уранового оруденения в нижних частях стратиграфического разреза Чешского среднего массива и Рудных гор [16].

1 — породы верхнего структурного этажа: песчаники, эффузивы, туфы, глины, конгломераты, сланцы, угли; 2 — породы среднего структурного этажа: глинистые и глинисто-сланцевые сланцы, диабазы, мандельштейны, углистые сланцы, известняки, туфы, филлиты, амфиболиты, кварциты, граниты; 3 — породы нижнего структурного этажа: пара- и ортогнейсы, кристаллические сланцы, прослои конгломератов, известняки; 4 — граниты; 5 — дайка лампрофиров; 6 — урановое оруденение

разностей — габбро, диабазов, амфиболитов, амфиболовых сланцев, из которых, видимо, и заимствуются растворами или выделяются в газообразной форме те элементы, которых нет в самой гранитной магме, в первую очередь Ni и Co. Как видно из рис. 27, такие условия имеются в Рудных горах, что и определило специфику месторождений.

Близка по типу к «пятиэлементной» формации ассоциация рудных минералов района Корнуэлл в Англии, одного из ста-

Отмечается тесная пространственная связь уранового оруденения с наиболее поздними грейзенизированными гранитами возрастом 320—350 млн. лет. В отличие от месторождений Франции только некоторые из рудных жил проникают в граниты, большая же их часть залегает во вмещающих палеозойских породах, иногда удаляясь от видимых контактов с массивом на несколько километров (рис. 27). Но в этих случаях отмечено, что под покровом осадочных или эффузивных пород массив протягивается в сторону гидротермальных месторождений.

Сложная минеральная ассоциация руд объясняется многостадийным формированием жил. Согласно Ю. М. Дымкову, выделяются такие стадии: 1) силикатно-окисная, 2) кварц-сульфидная, 3) кварц-карбонат-настурановая, 4) флюорит-барит-арсенидная, 5) кварц-гематит-сульфидная. Образование «пятиэлементной» формации происходит в течение второй, третьей и четвертой стадий. Минеральный состав жил может быть очень разнообразным: арсениды Ni и Co (герсдорфит, никелин, саффлорит и раммельсбергит и др.), арсенид железа (леллингит), самородный висмут, иногда самородное серебро, реальгар, урановая смолка, кварц, барит, различные карбонаты, в небольшом количестве сульфиды железа, меди и свинца. Формирование этих рудных месторождений требует особых условий и, прежде всего, присутствия среди вмещающих гранитные интрузии пород основных

рейших месторождений, где из некоторых жил уран добывался в период 1878—1927 гг. с перерывами. Это месторождение в течение длительного времени служило крупным источником олова, но касситерит и его спутники залегают в глубоких частях жил. В верхних же частях появляется полиметаллическое и урановое оруденение. Настуран ассоциирует с халькопиритом, пиритом, галенитом, шмальтином, никелином и баритом, выделявшимися в течение нескольких стадий.

Гидротермальные месторождения с различными минеральными ассоциациями, в том числе и сложными многостадийными, известны также в Канаде, где в них сосредоточены в общей сложности около 20 % запасов урана. Эти месторождения располагаются преимущественно в краевой части Канадского щита. К наиболее хорошо изученным районам относится группа жильных месторождений Порт-Радий (Эльдорадо). Уран здесь начал добываться в 1933 г. сначала для получения радия, а с 1942 г. для нужд атомной промышленности.

По данным Д. Кемпбелла [18], на месторождении Эльдорадо (рис. 28) главная часть урановых руд локализуется в системе зон скалывания и разрыва на том интервале, где она выходит из гранитов и пересекает осадочно-вулканогенные метаморфизованные протерозойские породы группы Эко-Бей. Эти породы разделяются на две части. Нижняя часть представлена полосчатыми и массивными кремнистыми сланцами, аркозами, конгломератами, кварцитами с известковистыми прослоями. Именно к ней приурочены основные рудные залежи, и поэтому она называется рудной. Верхняя часть сложена в основном

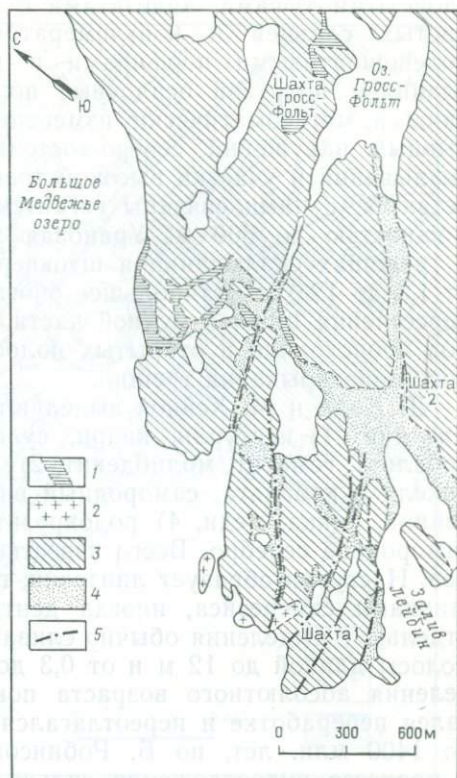


Рис. 28. Районы рудников Эльдорадо и Большое Медвежье озеро в Канаде (по А. Джолиффу).

1 — кварцевые диабазы; 2 — граниты; 3 — группа Эко-Бей (нижняя часть); массивные кристаллические туфы, тонкополосчатые роговики, полевошпатовые порфиры; 4 — наносы; 5 — зоны разлома и приуроченные к ним рудные жилы

слоистыми туфами, андезитами с подчиненными слоями кремнистых сланцев и конгломератами. Все породы прорваны полевошпатовыми порфирами и диабазовыми дайками. Под влиянием интрузий осадочные породы интенсивно дислоцированы и метасоматически изменены. Наблюдаются серия разрывных нарушений северо-восточного простирания типа зон скалывания и участки высокой трещиноватости. Многие сбросы ветвятся, с ними связаны гигантские вертикальные штокверки мощностью до 300 м. Урановая минерализация наблюдается в трещинах скалывания и штокверках. Мощность рудных жил от 1,3 до 12,0 м. Наибольшее обогащение наблюдается в зонах пересечения нижней рудной части. Отложение рудных минералов происходило в открытых полостях в условиях неоднократного приоткрывания трещин.

Д. Кидд и М. Хейкок выделяют следующие стадии минерализации: 1) настуран, кварц, сульфиды и арсениды никеля и кобальта, гематит, молибденит, 2) кварц, сульфиды и арсениды никеля и кобальта, самородный висмут, 3) доломит, сульфиды свинца, цинка, меди, 4) родохрозит, сульфиды меди и серебра, самородное серебро. Всего известно более 40 жильных минералов. Настуран образует линзочки, гроздевидные агрегаты с трещинками синерезиса, иногда дендритовидными формами. Его отдельные выделения обычно сливаются в довольно компактные полосы длиной до 12 м и от 0,3 до 2,0 м в поперечнике. Определения абсолютного возраста показывают, что уран подвергался переработке и переотлагался (возраст колеблется от 600 до 1400 млн. лет, по Б. Робинсону). Температура растворов в процессе рудоотложения сильно снижалась. Сами растворы связывают не с гранитами, выходящими на поверхность, а с глубокопогруженными интрузиями.

В месторождении Контакт, расположенном на 15 км юго-восточнее месторождения Эльдорадо, кварц-карбонатные жилы залегают в трещинах и зонах смятия гранодиорита, интродуцированного более молодым гранитом. Известны три рудоносные зоны северо-восточного простирания. Максимальная мощность жил — 1,5 м. Так же, как и на Эльдорадо, намечаются четыре стадии оруденения, причем настуран с минералами U, Co, As и Bi выделяется в последнюю стадию. Подобная минерализация наблюдается и в других пунктах этого района.

В последнее время открыты новые области развития гидротермальных месторождений в районе озера Атабаска (рис. 29), для них характерна простая ассоциация рудных минералов. Докембрийские породы этого района сложены группами пород Тэйзин и Мартин. Группа Тэйзин архейского возраста представлена гранитами, мигматитами, амфиболитами и кварцитами мощностью около 9000 м. Группа Мартин нижнепротерозойского возраста слагается метаморфизованными конгломератами, кварцитами, хлорит-серицитовыми сланцами, а также изменен-

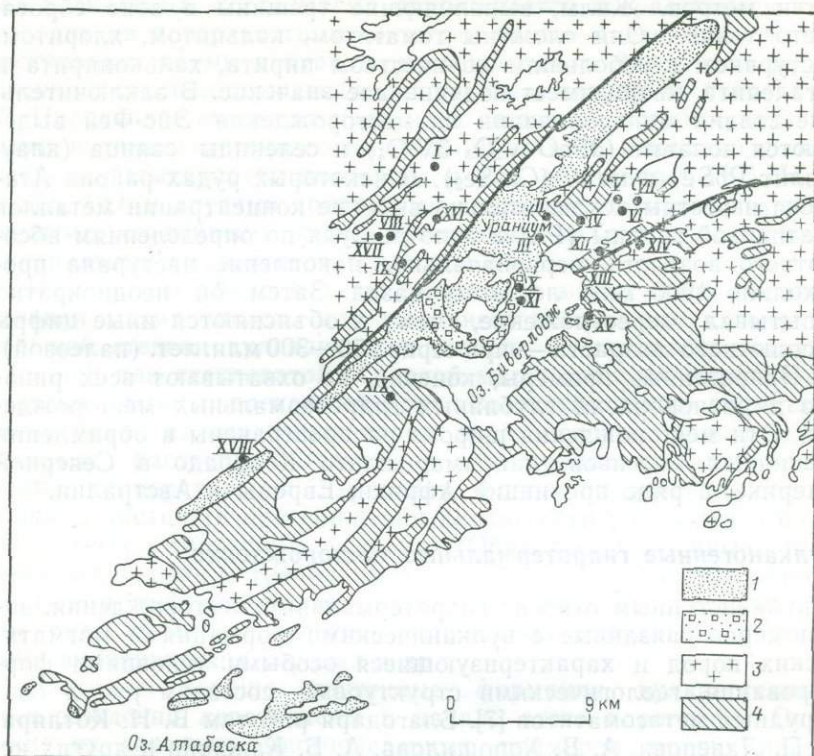


Рис. 29. Схематическая геологическая карта ураноносного района озер Биверлдж-Атабаска (по Р. Аллену).

1 — базальты; 2 — конгломераты, аркозы; 3 — граниты; 4 — измененные осадочные и изверженные породы, местами гранитизированные; эксплуатирующиеся месторождения; I — Чам, II — Игл, III — Эбиси, IV — Игл-Эйс, V — Бер, VI — Страйк, VII — Пег, VIII — Смитти, IX — Леонард, X — Мартин Лейк, XI — Пем, XII — Эйс, XIII — Фей, XIV — Вердшафт, XV — Тор, XVI — Цезарь Атабаска, XVII — Голфилдс, XVIII — Галч, XIX — Лорадо

ными ультрабазитами. Обе группы пород пересекаются главными сбросами: Блэк-Бей, Сент-Луи и др. Все сбросы в общем имеют северо-восточное простирание и падают на юго-восток под углами $50-65^\circ$. Урановое оруденение контролируется сбросом Сент-Луи, протягивающимся на 10 км. Вдоль него располагается ряд урановых месторождений. Отмечается связь наиболее богатого оруденения с участками пересечения амфиболитов и хлоритовых сланцев в группе Мартин. В подстилающей группе Тэйзин известны ураноносные пегматиты.

Одним из крупных месторождений является Эйс-Фей. Рудная зона здесь приурочена к нарушению и ей сопутствует оруденение, вкрапленное во вмещающие хлорит-эпидотовые сланцы группы Тэйзин. Общая мощность жил и вкрапленных руд достигает 10 м. В глубину рудная зона прослежена на несколько

сотен метров. Жилы, выполняющие трещины в зоне сброса, часто тонкие. Они сложены гематитом, кальцитом, хлоритом, настураном с небольшим количеством пирита, халькопирита и галенита, кварц имеет подчиненное значение. В заключительные стадии минерализации на месторождении Эйс-Фей выделяются ноланит ($3\text{FeO} \cdot \text{V}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{V}_2\text{O}_4$) и селениды свинца (клаустолит PbSe) и меди (Cu_3Se_2). В некоторых рудах района Атабаска известны исключительно высокие концентрации металлов платиновой группы (Pd) и золота. Судя по определениям абсолютного возраста, первоначальное накопление настурана произошло 1900 млн. лет тому назад. Затем он неоднократно испытывал переотложение, чем и объясняются иные цифры абсолютного возраста — примерно 250—300 млн. лет. (палеозой).

Приведенные примеры, конечно, не охватывают всех районов и разнообразия глубинных гидротермальных месторождений. Эти месторождения широко распространены в обрамлении срединных массивов, например плато Колорадо в Северной Америке, в ряде провинций Африки, Европы и Австралии.

Вулканогенные гидротермальные месторождения

К вулканогенным относят гидротермальные месторождения, закономерно связанные с вулканическими формациями магматических пород и характеризующиеся особыми условиями формирования, геологическими структурами, составом руд и окорудных метасоматитов [7]. Благодаря работам В. Н. Котляра, Н. П. Лаверова, А. В. Хорошилова, А. Б. Каждана и других исследователей накоплен обширный материал по геологическому строению таких месторождений и условиям локализации в них оруденения. В этот класс входят месторождения, обусловленные магматическими породами гипабиссального облика, субвулканически-экструзивными и покровными фациями вулканитов. Они формируются как в складчатых областях, где чаще всего связаны с породами липарит-гранитной формации поздней стадии геосинклинального этапа, так и в условиях тектоно-магматической активизации консолидированных платформ и щитов, где они сопутствуют породам трахит-сиенитовой или андезит-липаритовой формаций.

Для первой группы характерна приуроченность к дайкам, жерлам вулканов и к их периферии с очень сложной морфологией рудных тел. Вторая группа связана в основном с зонами разломов, причем рудные компоненты часто входят в состав цемента тектонических брекчий. Вулканогенные месторождения содержат значительные запасы урана, и поэтому их поискам уделяется серьезное внимание. Так же как и для плутоногенных месторождений, при решении вопроса об их формировании рассматриваются, с одной стороны, источник урана, а с другой — происхождение гидротермальных растворов. При процес-

сах вулканизма, когда магма приближается к поверхности или выходит на поверхность, происходит резкое падение давления, «вскипание» магмы и бурное отделение газов. Здесь доля воды ювенильного происхождения минимальна, иногда не более 5 % [7]. Происходит смешение продуктов дегазации магмы с подземными водами экзогенного генезиса. При этом значительно повышается температура последних и они, обогащаясь HCl , H_2S , H_2SO_4 , CO_2 и другими продуктами дегазации, становятся агрессивными, способными к выщелачиванию из пород различных минеральных компонентов.

Источником урана в таких растворах может быть родоначальная магма кислого или щелочного состава, но в гораздо большей степени вулканические породы, в малораскristаллизованной или стекловатой основной массе которых содержится довольно легко извлекаемый уран. Возможно также заимствование урана из осадочных пород, через которые фильтруются нагретые растворы. Отложение его происходит при снижении температуры и изменении физико-химической обстановки, в частности при снижении кислотности растворов в благоприятных структурных условиях. Образуются сложные штокверковые залежи в трещиноватых участках эффузивных пород, вдоль зон трещиноватости, связанных с разломами, вкрапленные руды в метасоматически измененных дорудными растворами вулканических породах и др.

Наиболее хорошо изученные формации вулканогенных месторождений перечислены в начале этого параграфа. Описание их довольно многочисленных примеров можно найти в ряде опубликованных в последние годы работ отечественных ученых. Ниже приведена характеристика двух типов месторождений, относящихся к сульфидно-настурановой и титан-урановой формациям, которые образуются в различных структурно-тектонических условиях и являются важными в практическом отношении. Характеристика дается по работам В. Н. Котляра, И. М. Баюшкина, Н. П. Лаверова и др. [7, 14].

Молибден-урановые месторождения сульфидно-настурановой формации

Месторождения этого типа известны в орогенных зонах развития континентальных вулканических образований и в вулканических поясах, приуроченных к пограничным участкам, которые разделяют область разновозрастной складчатости. Внутри геосинклинальных зон они часто располагаются в краевых частях срединных массивов, имеющих блоковое строение. Генетически молибден-урановые месторождения связаны с андезит-дацитовый, трахиандезитовой и особенно с липаритовой магматическими формациями. Выделяются следующие типы ураноносных комплексов пород, различающихся по условиям

локализации: 1) покровно-вулканические (с подчиненной ролью экструзивов), 2) субвулканические (приповерхностные купола), 3) вулканогенно-интрузивные (включающие гиабиссальные интрузивы и дайки).

Для сложных магматических комплексов, состоящих из различных фациальных типов пород, характерна эволюция их состава. Вначале образуются породы андезитового и андезит-дацитового состава, а заканчивается цикл более кислыми разностями; в поздние циклы последовательность сохраняется, но доля кислых пород становится все больше. Эту закономерность связывают с эволюцией магматического очага. Наиболее близкими по возрасту к урановому орудению являются не только самые последние дифференциаты рудоносных комплексов, но и еще более поздние по отношению к ним дайки диабазов, лампрофиров, микрогранофиров, монцонитов и сиенит-порфиров.

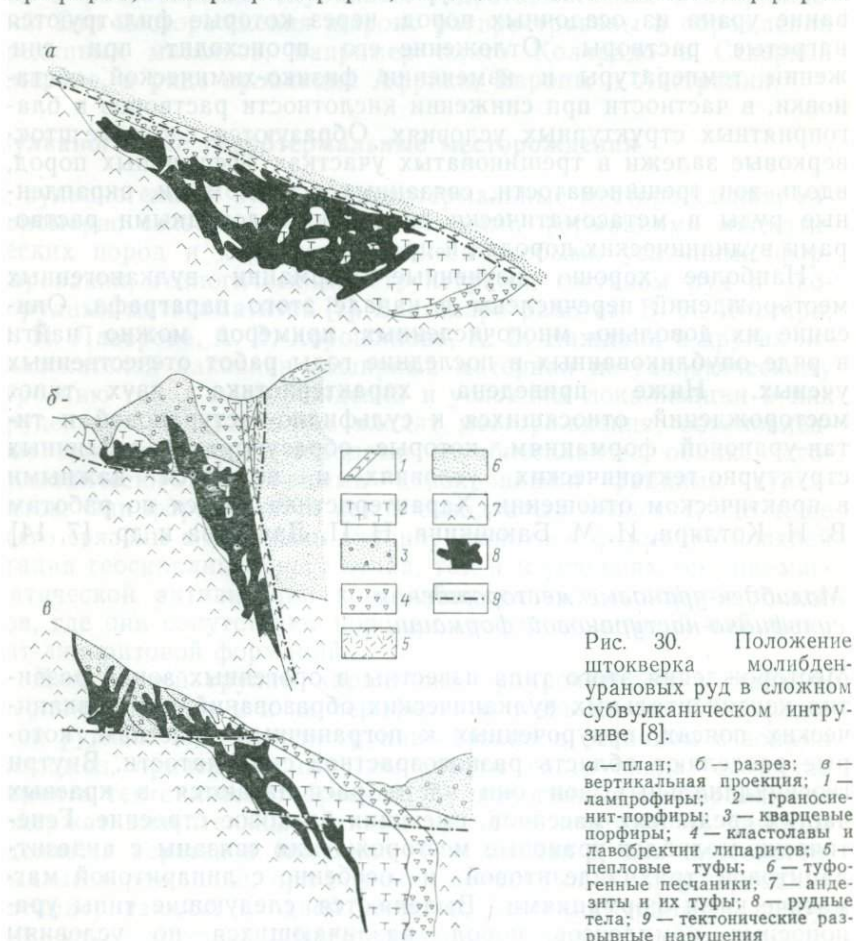


Рис. 30. Положение штокверка молибден-урановых руд в сложном субвулканическом интрузиве [8].

а — план; б — разрез; в — вертикальная проекция; 1 — лампрофиры; 2 — граносиенит-порфиры; 3 — кварцевые порфиры; 4 — кластолавы и лавобрекчии липаритов; 5 — пепловые туфы; 6 — туфогенные песчаники; 7 — андезиты и их туфы; 8 — рудные тела; 9 — тектонические разрывные нарушения

Рудовмещающие кислые вулканы часто локализуются вблизи центров извержений, а в самих вулканических постройках ураноносными могут быть экструзивно-эффузивные купола, приповерхностные интрузивы и нектообразные тела, заполняющие краевые разломы кальдер. Рудным телам наиболее часто присущи следующие формы: столбообразные и линейные штокверки (рис. 30), жильные системы и жилы, а также пологопадающие залежи (рис. 31). Последние образуются в зонах крупных межформационных нарушений и в горизонтах высокопроницаемых пород, например, туфов или туфолов. Они сложены вкрапленными или прожилково-вкрапленными рудами и иногда содержат главные запасы месторождений.

Околорудные изменения вмещающих пород чаще всего представлены прерудными березитизацией и аргиллизацией, а также гематитизацией, которая соответствует рудной стадии. Мощность зон околорудного покраснения обычно не превышает десятков сантиметров, но может увеличиваться до 10 м и более.

Отложение рудных минералов в основном протекает в течение нескольких стадий. С начальной стадией связано образование сульфидов Mo, Fe, Pb, Zn, кварца и серицита. На следующей стадии происходит формирование настурана, уранинита

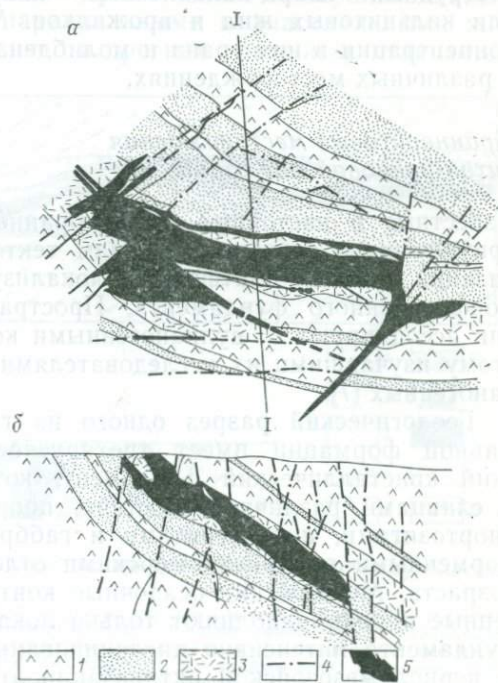


Рис. 31. Морфология молибден-урановых рудных тел, расположенных на склоне вулканического купола [8].

a — план; *б* — разрез по линии *I-I*; 1 — андезиты и их туфы; 2 — песчаники; 3 — сферолитовые игнимбриты фельзитов; 4 — разломы; 5 — рудные тела и обогащенные участки

и коффинита, выделяющихся в парагенетической ассоциации с мелкокристаллическими молибденитом, галенитом, реже сфалеритом или пиритом. Жильными минералами этой стадии являются серицит и кварц. Количество молибденита нередко достигает 50 % и даже больше. Выявлена прямая зависимость между содержанием урана и молибдена. Иногда наблюдается зональность в распределении минеральных ассоциаций по вертикали: на нижних горизонтах образуются наиболее ранние ассоциации настурана, уранинита и коффинита с кварцем, пиритом или марказитом, на средних — преобладают ассоциации урановых минералов с молибденитом и кварцем, а также с сульфидами Pb, Zn и Cu, на верхних — основную роль играет настуран, ассоциирующий с карбонатами, гидрослюдами и хлоритом. Гидротермальный процесс в целом протекает на фоне постепенного увеличения щелочности растворов. Уран и молибден могут переноситься совместно в виде молибден-урановых комплексов типа $[UO_2(MoO_4)]^{2-}$ при температуре 200—250 °C [7]. Разрушение этих комплексов и осаждение настурана и молибденита происходило под влиянием восстанавливающего действия сероводорода, обменных реакций с более ранними сульфидами, а также при изменении pH растворов вследствие реакции с вмещающими породами.

Процесс рудообразования заканчивается формированием пострудных кварц-кальцитовых, кварц-кальцит-флюоритовых или кальцитовых жил и прожилков. Мощности рудных тел и концентрации в них урана и молибдена значительно варьируют в различных месторождениях.

Браннеритовые месторождения титан-урановой формации

Известные в настоящее время браннеритовые месторождения приурочены в основном к зонам тектоно-магматической активизации древних платформ и локализуются в разломах метаморфизованного фундамента. Пространственно и во времени они ассоциируют с вулканогенными комплексами пород, и поэтому изучавшими их исследователями отнесены к классу вулканогенных [7].

Геологический разрез одного из типичных месторождений данной формации имеет трехярусное строение. Докембрийский кристаллический фундамент, который сложен гнейсами и сланцами различного состава, прорванными гранитоидами, анортозитами, пироксенитами и габброидами, перекрыт платформенными прибрежно-морскими отложениями палеозойского возраста. Мезозойские осадочные континентальные и вулканогенные породы заполняют только локальные прогибы. Породы фундамента интенсивно дислоцированы и разбиты разломами. В период мезозойской активизации эти разломы были обнов-

лены и по ним происходило многофазное внедрение магматических пород щелочного состава.

Согласно данным Т. В. Билибиной и других, выделяются пять магматических фаз, в течение которых внедрялись различные породы, начиная от пластовых интрузивов и штоков субвулканических сиенит-диорит-порфиров и даек лампрофиров в первую фазу до интрузивов и даек эгириновых гранитов, эгириновых аплитов и других щелочных пород в пятую. С последними фазами магматических процессов связано сильное изменение пород фундамента и более ранних магматических образований. Содержание урана в породах комплекса изменяется от $1 \cdot 10^{-4}$ до 6×10^{-4} %, тория — от $2 \cdot 10^{-4}$ до $15 \cdot 10^{-4}$ % и возрастает от ранних групп пород к поздним. Превышают кларк содержания As, Ag и Ti, значительно повышено содержание золота — от 0,02 до 0,08 г/т. Эти элементы присутствуют и в рудах урановых месторождений. Указанное обстоятельство, а также близость возраста уранового оруденения и магматических пород позволяют связывать урановую минерализацию с магматическими процессами, сопутствующими тектоно-магматической активизации, наиболее вероятно, с четвертой фазой магматической деятельности.

Омоложенные древние разломы в совокупности с более молодыми нарушениями определяют пространственное распределение уранового оруденения — протяженные минерализованные зоны сопровождаются параллельными и диагональными жилами (рис. 32). Оруденение в древних разломах отличается

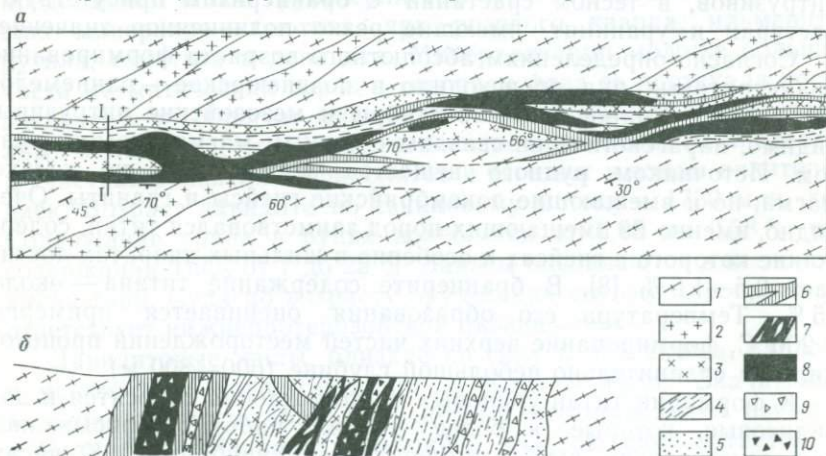


Рис. 32. Уран-титановое месторождение, приуроченное к одиночному blastomylonитовому шву [17].

a — план; *б* — разрез по линии I—I; 1 — кристаллические сланцы и гнейсы; 2 — граниты; 3 — пегматоидные кварц-полевошпатовые породы; 4 — blastomylonиты по кварцевым диоритам; 5 — кварц-адуляр-пирит-карбонатные метасоматиты; 6 — барит-кварцевые жилы и прожилки; 7 — ураноносные брекчии (на разрезе); 8 — рудные тела; 9 — докварцевые неминерализованные брекчии; 10 — послекварцевые неминерализованные брекчии

значительной устойчивостью на глубину и по простиранию, в более молодых нарушениях оно прерывистое. Вверх по восстанию оруденение выклинивается на расстоянии 100—300 м от платформенного чехла, играющего роль экрана для гидротермальных растворов, и лишь изредка проникает в осадочные породы в виде настуран-флюоритовых жил и прожилков.

Пространственное распределение и морфология урановых рудных тел определяются закономерными сочетаниями разновозрастных структурных элементов, причем в разных месторождениях эти сочетания могут быть различными. Широко развиты жилы, прожилки, гнезда и метасоматическая вкрапленность рудных минералов, сформированных на различных стадиях гидротермального процесса. Выделены стадии минерализации, в течение которых происходит формирование следующих рудных месторождений: 1) низкотемпературных калиевых (кварц-адюляр-пирит-карбонатных) метасоматитов, 2) борнит-кварцевых жил, 3) пирит-карбонат-браннеритовых брекчий, 4) прожилков темно-серого кварца, 5) кварц-флюорит-карбонатных прожилков [17]. Главная часть урана связана с брекчиями, в которых обломки метасоматитов и барит-кварцевых жил сцементированы тонкой смесью пирита, марказита, кальцита и браннерита. Браннерит, являющийся главным рудным минералом, распределен в цементе неравномерно, иногда образует самостоятельные прожилковидные скопления микробрекчиевого или колломорфного строения. В рудных телах, расположенных возле щелочных интрузивов, в тесном срастании с браннеритом присутствуют настуран и уранинит, имеющие резко подчиненное значение.

Согласно определениям абсолютного возраста формирование браннеритовых руд происходило в позднеюрское—раннемеловое время. Ураноносные растворы и мезозойские интрузивы, видимо, парагенетически связаны с единым магматическим очагом. Источником рудного вещества могла быть не только магма, но и вмещающие докембрийские гнейсы и граниты. Очевидно, именно из вмещающих пород заимствовался титан, содержание которого в гнейсах и особенно в жильных диоритах достигает 0,5—1,5 % [8]. В браннерите содержание титана—около 25 %. Температура его образования оценивается примерно в 200 °С, формирование верхних частей месторождений происходило на сравнительно небольшой глубине (600—800 м).

К формации титан-урановых месторождений относятся и давидитовые, которые в более ранних работах описывались как относительно высокотемпературные, глубинные. К числу пользующихся мировой известностью давидитовых месторождений относится австралийское месторождение Раднум-Хилл. В работе В. Н. Котляра и др. [7] это месторождение отнесено к классу вулканогенных на основании того, что среди вмещающих его докембрийских кристаллических пород имеются не только интрузивные разности, но и аплитовые дайки. Однако

возраст этих даек не установлен, и поэтому классификационная принадлежность месторождения неясна. Несомненно лишь, что оно, как и описанное выше браннеритовое, связано с процессами активизации древнего докембрийского щита. Ниже приведено краткое описание этого месторождения, сыгравшего очень большую роль в истории урановой промышленности Австралии.

Месторождение Радий-Хилл расположено в Южной Австралии, в 340 км к северо-востоку от г. Аделаида. Его начали разрабатывать с 1906 г. на радий, а позднее оно в течение длительного времени являлось основным промышленным источником урана в Австралии. Район месторождения слогаается архейскими и протерозойскими породами. Оруденение связано с архейскими гнейсами, которые собраны в крутые складки восток-северо-восточного простирания и прорваны магматическими породами основного состава (габбро, горнблендитами), а также гранодиоритами, гранитами и пегматитами нескольких типов. Минерализация приурочена к трещинам, связанным, видимо, с главным сбросом Мак-Дональд.

Рудные залежи располагаются на юго-восточном крыле и близ осевой части пологопогружающейся антиклинали. Для них характерно крутое падение на юго-восток под углом 50—70° или вертикальное. Обнаружено восемь залежей и большое количество рудопроявлений. Три главные залежи, расположенные в 30 км друг от друга, протягиваются по простиранию на 200 м, мощность жил достигает нескольких метров. Приурочены они к зонам скальвания в полосчатом очковом гнейсе. Руда представляет собой грубозернистый агрегат взаимно прорастающих минералов — биотита, ярко-розового кварца, ильменита, рутила, гематита и давидита. Минерализация моложе большей части магматических пород и основная фаза ее протекала после внедрения по сбросам амфиболитов. Некоторыми исследователями отмечается, что наиболее богатое оруденение наблюдается в участках развития амфиболитов и тяготеет к зонам аплитовых даек. Возраст давидита по свинцовому методу — 1730 млн. лет. Содержание урана в рудах колеблется от 0,05 до 0,38 % при содержании ThO₂ от 7 до 25 %. Запасы оцениваются в несколько тысяч тонн. Судя по возрасту оруденения его формирование соответствует нижнепротерозойской активизации.

Давидитовые жилы, близкие по типу к описанным, найдены в местностях Маунт-Виктория и Крокерс-Уэлл. Значительно меньшие по масштабам давидитовые месторождения известны в Мозамбике. Разрабатываемый участок располагается на р. Мавузи, притоке р. Замбези. Приурочен он к сколовой зоне, секущей мелкозернистый норит. Минеральные ассоциации давидита различны, но почти всегда с ним ассоциируются скаполит, диопсид или кальцит. Содержание U₃O₈ доходит до 7,5—8,0 %. По поводу генезиса месторождения существуют

различные точки зрения — магматическое, пегматитовое, высокотемпературное гидротермальное или созданное приносом урана газообразными эманациями.

Амагматогенные, или стратиформные, гидротермальные месторождения

К этому классу относятся месторождения, приуроченные к осадочным или осадочно-метаморфизованным породам, которые несут на себе следы формирования в результате деятельности термальных вод, не имеющих видимой связи с магматическими породами. По поводу генезиса этих месторождений существуют разные точки зрения. Часть геологов рассматривает их как первично-осадочные, сингенетичные месторождения, претерпевшие эпигенетические и метаморфические преобразования вместе с вмещающими породами, другие считают их гидротермальными, связанными с глубокозалегающими магматическими очагами и наложенными на благоприятные по минеральному составу и физическим свойствам осадочные породы. Третьи стоят на точке зрения эпигенетического происхождения руд за счет инфильтрации метеорных вод глубинной циркуляции. Наконец, четвертые развивают гипотезу о полигенном и многофазном происхождении таких месторождений.

Последняя точка зрения, как нам представляется наиболее отвечающая имеющимся фактическим данным, предполагает, что в осадочных или вулканогенно-осадочных породах изначально существует некоторая обогащенность рудными элементами, а дальнейшее их перераспределение и образование рудных концентраций может быть связано как с эпигенезом и метаморфизмом, так и с влиянием подземных минерализованных горячих вод, способных создавать не только субпластовые, но и секущие залежи. Такие месторождения описаны для меди, полиметаллов, сурьмы, ртути, флюорита и других полезных ископаемых. В последнее время многими авторами к классу гидротермальных стратиформных отнесены богатые месторождения урана в древних метаморфических породах Австралии и Канады. Как и для других полезных ископаемых, такой подход к генезису не является общепринятым и иногда оспаривается.

К числу весьма крупных стратиформных месторождений урана принадлежат месторождения Северной территории Австралии. Здесь в 1949 г. в 100 км южнее г. Дарвин было открыто месторождение Рам-Джангл, в течение длительного времени остававшееся единственным. В конце 60-х годов в связи с новым повышением интереса к урану были возобновлены энергичные поиски, которые привели к открытию богатых руд в районе Аллигейтор-Риверс, где в настоящее время известны месторождения Саут Аллигейтор (или Южный Аллигейтор), Рейнджер, Кунгарра, Джабилука и Набарлек с общими достоверными и

вероятными запасами U_3O_8 около 330 000 т, что выводит этот район на первое место в мире [6, 13]. Большая часть рудных тел здесь расположена на глубине нескольких метров, лишь на месторождении Джабилука они залегают на расстоянии 60—120 м от поверхности. Поэтому возможна их разработка открытым способом.

Геологическое строение территории находится в стадии изучения. Приводимые ниже сведения даются по последним работам Р. Г. Додсона и др. [6, 18], Н. П. Лаверова и В. Л. Барсукова. Северная территория Австралии представляет собой древнюю платформу, основание которой сложено архейско-протерозойскими образованиями, а платформенный чехол представлен осадочными и эффузивными магматическими породами позднепротерозойского, рифейско-раннепалеозойского и мелового возрастов (рис. 33). Урановые рудные районы располагаются в пограничных зонах, разделяющих тектонические блоки с разной историей геологического развития и поэтому с несколько условной корреляцией слагающих их пород (рис. 34). Месторождения приурочены к сильно дислоцированным раннепротерозойским комплексам метаморфических пород геосинклинали Пайн-Крик, перекрытых отложениями среднего протерозоя бассейна Мак-Артур. Рудоносные зоны имеют северо-восточное простирание. Они сопровождаются серией продольных и поперечных разрывов, на участках пересечения которых и располагаются основные месторождения.

Стратиграфический разрез раннего протерозоя района Аллигейтор-Риверс по Г. Риану следующий (снизу вверх).

1. Грубозернистые обломочные породы формации Маунт-Партридж (см. рис. 34), образовавшиеся, по-видимому, при размыве архейских выступов фундамента, которые сложены гнейсами, мигматитами, пегматитами и гранитами комплекса Намбу. Его считают аналогом комплекса Рам-Джангл, имеющего возраст 2,45 млрд. лет. Мощность этих отложений около 3000 м [6, 18].

2. Сланцы формации Кулпин — кварц-слюдистые, графитовые, тальковые, хлоритовые и другие, пиритизированные и окварцованные, массивные доломиты в основании толщи, пластовые тела основных магматических пород и туфов, роговики и роговиковые брекчии. Их аналогами в более западных районах является аналогично построенная формация Голден-Дайк.

3. Тонкозернистые метаморфизованные пелиты (алевролиты Фишер-Крик).

4. Согласно силлообразные тела долеритов (комплекс Зейму).

5. Мощное дифференцированное тело долеритов, которое представлено серией лополитов, включающих дайки фонолитов и розовые биотитовые граниты.

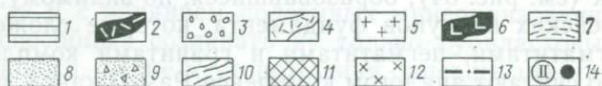
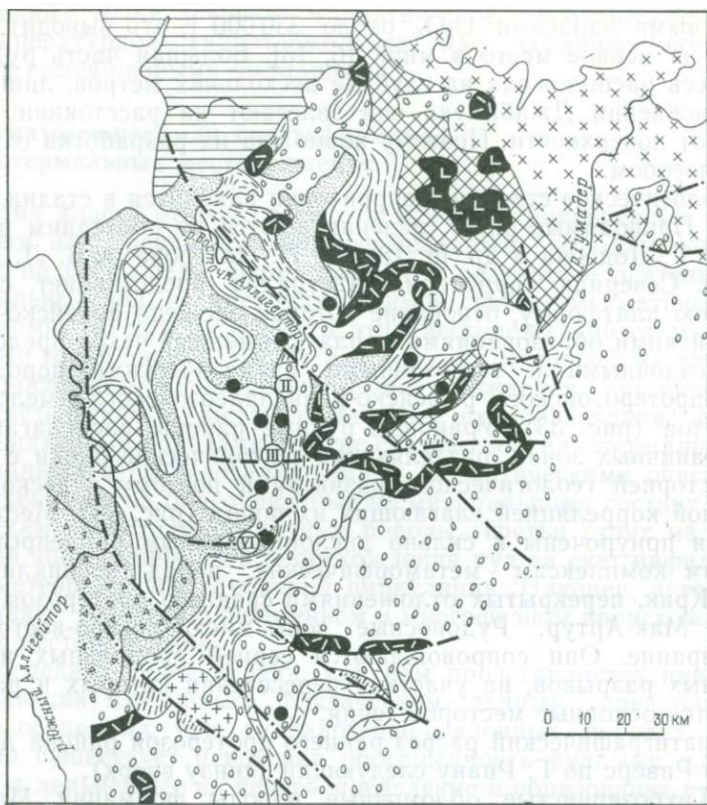


Рис. 33. Схема геологического строения района Аллийгейтор-Ри-верс [6].

1 — меловые отложения (мулламанские слои); 2—4 — породы формации Комболджи; 2 — силлы и секущие тела долеритов, 3 — кварцевые песчаники, конгломераты, граувакки с прослоями туфов, 4 — силлы и покровы пород основного и среднего состава; 5 — граниты; 6 — долериты Оенпелли; 7 — метаморфизованные алевролиты Фишер-Крик; 8 — сланцы различного состава формации Куллини; 9 — грубозернистые метасадки формации Маунт-Партридж; 10—12 — комплексы метаморфических пород: 10 — полойно инфицированные гнейсы, сланцы, амфиболиты и пегматонды, 11 — мигматиты, 12 — гранитоидное ядро комплекса Нимбуваг; 13 — разрывы; 14 — соответственно месторождения и рудопроявления урана: I — Набарлек, II — Джабилука, III — Рейнджер-1, IV — Кунгарра

Несогласно залегающие выше среднепротерозойские платформенные отложения формации Комболджи общей мощностью около 400—500 м [18] представлены кварцевыми песчаниками, конгломератами, алевролитами, кварцевыми граувакками, переслаивающимися с вулканическими породами, которые прорываются силлами долеритов. Эти отложения залегают на

подстилающих породах несогласно, перекрывая не только алевриты и сланцы, но и мигматиты комплекса Нимбуваг (аналог погребенного комплекса Нанамбу).

Австралийские геологи подчеркивают увеличение степени метаморфизма нижнепротерозойских пород вниз по разрезу по мере приближения к комплексам Нанамбу и Нимбуваг, среди глубокометаморфизованных пород которых имеются тела гранитов и пегматитов, обогащенных ураном. Метаморфизованные осадочные породы формации Кулпин сматы в брахилинейные складки с углами падения крыльев от 45 до 80°. Известны крупнейшие разломы Балмен и Южный Аллигейтор и многочисленнее более мелкие нарушения. Основные смещения по разломам произошли до накопления платформенных осадков формации Комболджи, но позднее дислокации неоднократно обновлялись и формировались новые разломы, контролирующее размещение даек, гидротермальных метасоматитов и урановых руд.

Урановые месторождения представлены сложными стратиформными залежами настурановых руд, тяготеющими к графитизированным, хлоритизированным сланцам и доломитам формации Кулпин и частично формации Маунт-Партридж (месторождение Набарлек). Промышленные залежи сложены прожилково-вкрапленными рудами, чаще всего приуроченными к разломам, которые пересекают сланцы, и к послынным разрывам. Кроме урана в нем в потенциально промышленных количествах присутствует золото, имеется и небольшая примесь сульфидов железа, меди и свинца. В зоне окисления развиваются вторичные урановые минералы.

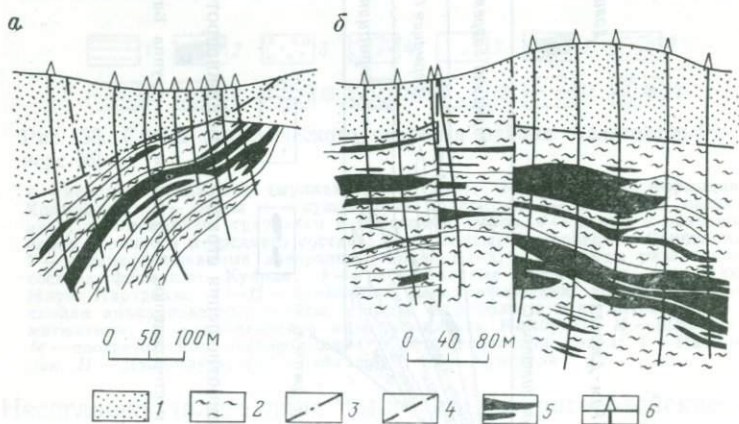


Рис. 35. Схема геологического строения месторождения Джабилука [6].

a — поперечный разрез; *б* — продольный разрез; 1 — песчаники Комболджи; 2 — графитовые карбонат-хлоритовые сланцы формации Кулпин и безрудные кварц-мусковит-хлоритовые сланцы; 3 — межформационный сброс между песчаниками и сланцами; 4 — поперечные разломы; 5 — рудные тела; 6 — скважины

Для характеристики рудных залежей района рассмотрим весьма крупное по запасам месторождение Джабилука (рис. 35), открытое в 1973 г. Здесь известны два рудных тела, отстоящих друг от друга на расстояние 480 м. (Джабилука-1 и Джабилука-2). Вторая залежь наиболее крупная. Общие запасы месторождения составляют около 100 000 т при содержании U_3O_8 в рудах 0,35 %. Мощность рудной зоны на месторождении Джабилука достигает 49 м, она расположена на глубине 61—192 м от поверхности. Протяженность ее еще полностью не установлена. Содержание золота местами достигает 23 г/т. В разрезе месторождения выделяются две графитоносные толщи. Основной рудоносный горизонт залегает на 60 м ниже верхней графитоносной толщи. Он состоит из графитовых и кварц-хлоритовых сланцев, их брекчий, прослоев доломитов и роговиков. Ниже по разрезу расположены еще два рудоносных горизонта, представленных хлоритовыми и кварц-полевошпатовыми сланцами, в которых лишь местами встречается графит. Наибольшие концентрации урана сосредоточены в полностью хлоритизированных породах, примыкающих к разрывам под слоями графитовых сланцев. Рудовмещающие породы смяты в линейные складки, длинная ось которых ориентирована в близширотном направлении. Углы падения толщи 30—40°. Рудные тела вытянуты вдоль осей складок и примыкают к поперечным разломам.

Первичные руды — настуран, меньше уранинит, образующий вкрапленность, прожилки, жилы и массивные послойные скопления в хлоритизированных породах. В зонах околожилных изменений развиты магнезиальные хлориты и карбонаты. Именно в этих метасоматитах встречены пирит, марказит, халькопирит, галенит, гематит и самородное золото. В зоне окисления мощностью 10—15 м в первом рудном теле развиты отенит, складовскит и другие вторичные минералы.

Другие месторождения в общих чертах сходны с рассмотренным, отличаясь степенью метаморфизма, несколько иным литологическим составом пород и интенсивностью дислоцированности, что сказывается на процессах концентрации рудных минералов. Вместе с тем во всех случаях в разрезах рудоносных толщ присутствуют графитизированные и хлоритизированные породы. Уникально по содержанию урана в рудах месторождение Набарлек, расположенное в 40 км к северо-востоку от месторождения Джабилука. Содержание U_3O_8 в отдельных рудных телах достигает 10—12 %. При этом в тонких трещинках в настуране обнаружено золото с содержанием по отношению к настурану 0,5—0,8 кг/т. Запасы богатых руд U_3O_8 здесь оцениваются примерно 10 000 т.

Все описанные выше месторождения австралийские геологи [18] считают стратиформными. Формирование их происходило в несколько этапов.

1. Осадконакопление и диагенез (около 2,0—2,2 млрд. лет). Они связаны с накоплением урана в содержащих органическое вещество осадках геосинклинали Пайн-Крик, который поступал в бассейны вследствие разрушения архейских выступов фундамента, обогащенных ураном (комплексы Рам-Джангл, Нимбуваг). Повышенные концентрации золота могут быть связаны с подводной вулканической и гидротермальной деятельностью.

2. Складчатость и метаморфизм осадочных пород (около 1,9—2,0 млрд. лет). Они привели к преобразованию пород и к превращению их в хлоритовые, серицитовые и графитовые сланцы, мраморы. При этом произошло перераспределение урана и концентрация его в разрывных структурах. Растворы, перемещавшие уран, были представлены флюидами, отжавшимися из пород вследствие метаморфизма.

3. Послеплатформенная активизация (около 1,6—1,7 и 1,2—1,4 млрд. лет). Формирование крупных нарушений, внедрение долеритов, гранофиров, сненитов, что вызвало дополнительное перераспределение урана.

4. Новая активизация тектонических движений на границе позднего рифея — палеозоя (0,7—0,6 млрд. лет), перестройка структуры района и наиболее существенное перемещение урана в связи с рудоконтролирующими разломами.

Таким образом, после первичного отложения урановых минералов более 2 млрд. лет назад происходило их многократное переотложение, результатом которого явилась исключительно высокая концентрация урана в крупных рудных телах. В течение всего последующего времени плотные песчаники Комболджи и силлы долеритов, залегающие выше рудоносных горизонтов, сохраняли их от эрозии.

Сравнительно недавно появились работы, в которых к стратиформным месторождениям относят и часть жильных месторождений Канады [6, 18]. Обращено внимание на то, что в разрезе протерозойских отложений этой провинции имеется ряд формаций, обогащенных ураном на стадии седиментогенеза, в частности раннепротерозойская формация Мартин района Биверлджа в провинции Черчилль. Помимо ураноносных конгломератов в этой формации есть и другие первично-осадочные образования со средним содержанием урана 0,004—0,005 %, которые в условиях активизации могли генерировать богатые жильные руды. Эта проблема для своего более или менее определенного решения требует специальных исследований.

Стратиформные месторождения известны и в более молодых отложениях. В. С. Карпенко описано месторождение собственно урановой формации в палеозойской метаморфизованной осадочно-эффузивной толще, представленной в верхней части порфирами и туфами с прослоями слюдистых сланцев, роговиков, а в нижней — филлитами, роговиками и амфибол-полевошпатовыми песчаниками.

Рудные линзы диаметром до 1,5 м сформировались за счет замещения карбонатного цемента песчаников настураном. Рудоносные участки подстилаются пластовой интрузией диабазов, а перекрываются филлитами, играющими, видимо, роль экрана для рудоносных растворов. В рудных линзах кроме настурана в небольших количествах присутствуют магнетит, гематит, пирротин, полидимит, халькопирит, сфалерит, галенит и арсенопирит. Песчаники сильно альбитизированы. В. С. Карпенко пришла к выводу, что рудные линзы являются продуктом перераспределения урана, содержащегося в рассеянном состоянии во вмещающих породах. Источником активных горячих щелочных растворов, переносивших уран, могла служить интрузия гранитов, известная на некотором отдалении от рудного поля.

Существенно ториевые гидротермальные месторождения

При описании гидротермальных месторождений урана неоднократно отмечалось, что в них присутствуют и минералы тория—монацит, торианит и другие, но обычно их роль незначительна. Вместе с тем существуют месторождения, где минералы тория имеют преобладающее значение. Распространенность их невелика.

Уникальные по мощности кварц-монацитовые жилы с содержанием монацита в руде до 75 % известны в Южной Африке, в северо-западной части Капской провинции, в 80 км севернее г. Ван-Рейсдорфа, у Стинкампскрааля. Залегают они в разгнейсованных и катаклазированных архейских гранитогнейсах. Наиболее крупная главная жила имеет мощность до 10 м и прослежена на глубину до 130 м. Боковые породы гематитизированы. Состав жильных минералов — кварц, апатит, магнетит, ильменит, пирит и халькопирит. Монацит обилен в жилах и в боковых породах. Среднее содержание ThO_2 в рудах равно 3—6 %, меди — местами до 5 %. Месторождение разрабатывается с 1953 г. До начала 60-х годов оно было главным источником тория для промышленности капиталистических стран. В настоящее время значительно выработано. К. Дейвидсон считает жилы Стинкампскрааля высокотемпературными.

Кварц-торитовые жилы довольно широко развиты в районе Лемхи-Пасс на границе штатов Айдахо и Монтана в США. Они приурочены к метаморфизованным докембрийским породам серии Белт, смяты в складки северо-западного направления с углами падения крыльев 16—60°. Жилы имеют мощность до 3 м, длину до 150 м и выполнены в основном сульфидами меди, кварцем и торитом. Им сопутствуют жилы кварц-гематит-барит-торитового состава. В окислах железа иногда присутствует торогуммит. В некоторых рудных жилах обнаружены монацит и ортит. Торит представлен мелкими красно-коричневыми кристалликами. Содержание ThO_2 — 0,1—0,2 %, U — 0,001—0,008 %. Иногда в повышенных концентрациях отмечаются редкие земли.

733

Весьма большое количество кварц-торитовых и кварц-карбонат-торитовых жил, связанных с щелочными магматическими породами, известно также в штате Колорадо (США)— районы Паудерхорн и гор Уэт. В обоих случаях торитовые жилы залегают среди докембрийских кристаллических сланцев, гнейсов и кварцитов, которые прорваны небольшими телами докембрийских же сиенитов, альбитовых сиенитов и дайками основных пород. Рудные кварцевые жилы приурочены к почти вертикальным сбросам, а в районе гор Уэт— иногда к зонам брекчии. Мощность большинства жил не более 3 м, но их здесь много. Достаточно сказать, что только в пределах рудного поля гор Уэт известно более 350 рудных жил. В жилах встречены следующие минералы: кварц, барит, карбонаты, флюорит, пирит, халькопирит, гематит, борнит, галенит, тетраэдрит, торит и торогуммит. Среднее содержание ThO_2 в районе гор Уэт около 0,1 %, местами поднимается до 12,5 %. Распределение ториевых минералов весьма неравномерное. Месторождения гор Уэт в сводке Э. Хейнриха (1962 г.) рассматриваются в группе низкотемпературных.

ЭКЗОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

§ 13. УРАН И ТОРИЙ В ЭКЗОГЕННЫХ УСЛОВИЯХ,
ЛИТОГЕНЕЗ И УРАНОВОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ

Месторождения урана в породах осадочного чехла отличаются большим разнообразием по условиям формирования, минеральному составу, структуре руд и по содержанию урана, его общим запасам. Как и в гидротермальном процессе, в экзогенных условиях резко сказывается различие в химических свойствах урана и тория. Главным типом месторождений тория являются концентрации в россыпях, уран же может создавать как кластогенные концентрации, так и месторождения, связанные с переносом и осаждением его из природных вод различного типа. Поэтому для урана в большей степени, чем для тория, важна геохимическая характеристика среды, в условиях которой происходит формирование его экзогенных месторождений.

Экзогенное рудообразование протекает в самой поверхностной зоне земной коры, которую А. Е. Ферсман назвал зоной гипергенеза. Она охватывает области поверхностного выветривания горных пород и почвообразования, транспортировки продуктов выветривания атмосферой или водами, зоны осадконакопления в морях, океанах и озерах, образования осадочных горных пород и деятельности подземных вод поверхностного происхождения.

В экзогенных условиях четырехвалентный уран присутствует лишь в минералах, образующихся при недостатке кислорода и в случае наличия энергичных восстановителей. Шестивалентный уран распространен значительно шире.

В водном растворе с карбонатными ионами $[\text{HCO}_3^-]$ устойчивы только два комплексных иона: трикарбонат-уранил $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3]^{4-}$ и диаква-дикарбонат-уранил $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2 \cdot (\text{H}_2\text{O})_2]^{2-}$. Трикарбонат-уранил, как координационно наиболее насыщенный комплекс, преобладает в растворе при избытке $[\text{HCO}_3^-]$. С уменьшением концентрации углекислоты наиболее устойчивой формой становится дикарбонат-уранил. В природных водах ионы $[\text{HCO}_3^-]$ распространены значительно шире, чем радикалы других кислот, поэтому карбонат-уранильная форма в водных растворах пользуется наибольшим распространением по сравнению с другими соединениями. Легкорастворимые уранил-гуматные комплексные соли по аналогии с уранил-карбонатной формой, типичной для аридных зон, представляют собой наиболее подвижную

форму урана в условиях гумидного климатического пояса. При понижении рН среды (в интервале от 7,0 до 4,5) и концентрации углекислоты трикарбонат-уранильный комплекс $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3]^{4-}$ разрушается и образуется гидроксил-уранильный комплекс $\text{UO}_2(\text{OH})_2$, более устойчивый в пределах узких значений рН.

Еще менее стабильны уранил-сульфатные комплексы и комплексные соединения уранила с радикалами других кислот. Так, UO_2SO_4 может существовать лишь при очень низких значениях рН, в случае наличия свободной серной кислоты. При повышении рН и разбавлении раствора UO_2SO_4 гидролизуеться и переходит в $\text{UO}_2(\text{OH})_2$.

Фосфаты уранила отличаются весьма низкой растворимостью в воде. Так, растворимость фосфата уранила в дистиллированной воде при 25°C составляет $5 \cdot 10^{-6}$ моль/л. Значительно большей растворимостью в слабокислых и щелочных содовых растворах отличаются двойные фосфатные соли уранила, например $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2 \cdot (\text{PO}_4)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$. В соединения такого типа вместо меди могут входить железо, марганец, кальций и свинец. Комплексные соединения силикатов уранила в водных растворах до сих пор мало изучены. Возможно, что они могли бы формироваться в более щелочной среде, чем карбонаты уранила. Известно, что силикаты уранила склонны к образованию коллоидных систем. Таким образом, наиболее распространенными формами миграции урана в экзогенных условиях являются уранил-карбонатные и уранил-гуматные комплексы, меньшее значение имеет гидроксил-уранильный комплекс; еще более ограничены возможности миграции для уранил-сульфатного комплекса. Общее содержание урана в природных водах преимущественно колеблется от $n \cdot 10^{-5}$ до $n \cdot 10^{-7}$ г/л (табл. 7).

Важнейшими физико-химическими факторами миграции урана в экзогенных условиях являются окислительно-восстановительные особенности среды. Выделяются следующие основные типы обстановок: окислительная, восстановительная бессероводородная (глеевая) и восстановительная сероводородная (сероводородно-сульфидная). Все они широко распространены в земной коре и нередко сменяют друг друга в пределах одного и того же экзогенного уранового месторождения, формируя окислительно-восстановительную зональность [5].

Элементы, энергично мигрирующие в природных водах, часто легко поглощаются органическим веществом, и для них характерна биогенная аккумуляция (органогенные известняки, фосфориты, угли и т. п.). Однако уран, как и другие элементы конца периодической системы (Hg, Tl, Pb, Bi), не накапливается в живых организмах. В результате биогенная миграция не играет существенной роли в геохимии урана.

Главными минеральными формами в экзогенных урановых месторождениях являются окислы четырех- и шестивалентного урана — урановые черни, смолка, а также коффинит. Расчеты

Среднее содержание урана в осадочных горных породах и водах

Породы	U, 10 ⁻⁴ %	Природные воды	U, г/л
Терригенные породы (песчано-глинистые)		Мировой океан	3 · 10 ⁻⁶
Конгломераты, гравелиты	2,4	Внутренние моря, опресненные	<i>n</i> · 10 ⁻⁶ — <i>n</i> · 10 ⁻⁷
Песчаники, алевролиты	2,9	Заливы, лагуны осоложенные	<i>n</i> · 10 ⁻⁶ — <i>n</i> · 10 ⁻⁶
Глины, аргиллиты	4,0	Озера	
Углеродисто-глинистые сланцы	10,0—20,0	во влажной зоне	<i>n</i> · 10 ⁻⁶ — <i>n</i> · 10 ⁻⁷
Кремнистые породы		в засушливой зоне	<i>n</i> · 10 ⁻⁶
Кремнистые сланцы, кварциты	1,7	Реки	
Глинисто-кремнистые сланцы	2,8	во влажной зоне	<i>n</i> · 10 ⁻⁷
Карбонатные породы		в засушливой зоне	<i>n</i> · 10 ⁻⁶
Известняки	1,6	Трещинно-грунтовые воды	
Мергели	2,8	в высокогорных районах	<i>n</i> · 10 ⁻⁶ — <i>n</i> · 10 ⁻⁷
Доломиты	3,7	в среднегорных районах	<i>n</i> · 10 ⁻⁶
Битуминозные известняки	7,8	в низкогорных, пустынных и полупустынных районах	<i>n</i> · 10 ⁻⁵ — <i>n</i> · 10 ⁻⁶
Эвапориты		в кислородных водах, породах с кларковым содержанием урана	<i>n</i> · 10 ⁻⁵
Ангидриты	1,0	Пластовые воды	
Каменная соль	0,9	в кислородных водах	
Каустобиолиты		в пределах рудных тел на месторождениях урана	<i>n</i> · 10 ⁻²
Каменный уголь	3,4	в бескислородных водах, содержащих сероводород и углеводороды	<i>n</i> · 10 ⁻⁶
Торф	2,0—5,0		
Горючие сланцы	до 200,0		

величин Eh и равновесия растворенного урана с твердой фазой UO₂ позволили А. К. Лисицину установить границы осаждения урана. При содержании урана в водах в количестве 1 · 10⁻³—1 · 10⁻⁶ г/л интервалы Eh для осаждения урана находятся в пределах от —30 до —120 мВ при рН=6,5 и от —130 до —200 мВ при рН = 8,5.

Процессы восстановления играют важную роль в концентрации не только урана, но и его характерных спутников в экзогенных месторождениях — селена и молибдена. Селен восстанавливается легче, чем уран, т. е. при более высоких значениях Eh.

Поэтому повышенные концентрации селена чаще всего приурочены к окисленной части залежей инфильтрационных месторождений урана, связанных с зоной пластового окисления. Для осаждения молибдена, помимо понижения Eh имеет значение и уменьшение pH. Если ураноносные воды, обогащенные U^{6+} , встречаются на пути своего движения восстановительный барьер, то на нем происходит концентрация металла с образованием руд. В результате возникает рудоконтролирующая геохимическая зональность.

Широкие возможности перевода урана в осадок связаны с его сорбцией разнообразными органическими и минеральными коллоидами. Процесс сорбции отличается тем, что протекает в различных геохимических условиях, при разных, даже самых низких, концентрациях урана, при разнообразных величинах солености и значениях pH, Eh среды. Вместе с тем интенсивность сорбции может быть большей или меньшей в зависимости от физико-химических параметров среды и особенностей самого сорбента. В многокомпонентной химической системе природных вод при взаимодействии их с составными частями осадка и породой на разных стадиях литогенеза многократно меняются солевой состав и физико-химические показатели этих вод. Большое влияние на интенсивность сорбции оказывает совпадение или несовпадение зарядов сорбируемого вещества и коллоида.

Процессы сорбционной концентрации играют существенную роль уже на самых ранних стадиях осадочного рудообразования. Они начинаются с транспортировки составных частей осадка к месту их седиментации, активно развиваются при диагенезе осадка и продолжают, хотя и затухают, на стадии бытия породы. На стадии диагенеза при активном взаимодействии осадка с водной средой образуются первичные урансодержащие минералы, сорбирующие уран,— глауконит, фосфорит, гидрокислы алюминия и железа.

Среди осадочных минералов — сорбентов урана — наиболее хорошо изучены ураноносные карбонат-фторопатиты. Структура карбонат-фторопатита такова, что PO_4^{3-} может замещаться VO_4^{3-} , AlO_4^{3-} , а кальций — натрием, стронцием, ураном, торием и редкими землями. Поглощение урана из раствора твердой фазой фосфата кальция также является сорбционным процессом в широком понимании этого термина. Содержание урана в фосфоритах в среднем составляет 0,005—0,030%. Более высокие концентрации связаны с различными формами фосфатизированного костного детрита [15].

Важную роль в миграции и концентрации урана играют также гуминовые и фульвокислоты. При этом роль фульвокислот, концентрирующих уран из наиболее часто встречающихся нейтральных или слабощелочных природных вод со значениями $pH = 7,0 \div 7,5$, представляется не менее существенной,

чем гуминовых кислот. Значительная часть урана входит в состав уранорганических комплексов — солей гуминовых и фульвокислот. Органическое вещество осадочных пород создает восстановительную обстановку в осадках и породах, тем самым способствуя образованию собственных минералов урана. Следовательно, в этом случае возникает сочетание сорбционных и восстановительных барьеров.

Помимо восстановления и сорбции удаление урана из раствора и его осаждение могут быть вызваны и другими причинами, например увеличением рН при смене сильноокислой среды слабокислой, нейтральной или щелочной. На этом щелочном барьере образуются фосфаты и арсенаты уранила, широко известные в зоне окисления урановых месторождений. В сухих степях и пустынях широко распространена испарительная концентрация элементов, приводящая к образованию водорастворимых урановых минералов. В зонах окисления уран-сульфидных месторождений образуются сульфаты уранила. В солончаках и осадках соленых озер С. Г. Батулиным и В. Д. Сидельниковой отмечены содержания урана до $(1-3) \cdot 10^{-3} \%$. На испарительном барьере также формируются шрекингерит, возможно некоторые карбонаты и ванадаты уранила.

В экзогенных условиях достаточно высокие концентрации урана могут возникать на всех стадиях образования и изменения осадочных пород: в сфере выветривания материнских пород, на путях транспортировки продуктов выветривания поверхностными и подземными водами, при накоплении осадков в морских, речных, озерных водоемах и болотах, в процессе преобразования осадков в горные породы, т. е. в стадию диагенеза, и позже в уже сформировавшихся осадочных породах.

Сопряженность экзогенных условий миграции и концентрации урана и элементов V, Cu, Mo, Pb, Zn, Se, TR, Ge, Be и др. со стадиями литогенеза вмещающих пород привела к соответствующей типизации процессов экзогенного уранового рудообразования, явившейся основой генетической классификации месторождений. Для каждой из стадий литогенеза характерны специфические особенности — своеобразные условия, определяющие форму миграции и концентрации урана и сопутствующих элементов, их парагенетические ассоциации. В результате этих процессов могут образоваться промышленные типы месторождений урана: седиментационно-диагенетические (собственно осадочные), полистадийные, генезис которых протекает в течение нескольких последовательно развивающихся стадий литогенеза (в раннем или позднем диагенезе и в катагенезе), собственно эпигенетические, возникшие в уже сформировавшихся породах: в условиях их регрессивного эпигенеза — инфильтрационные (водородные концентрации, по А. Е. Ферсману) или в процессе прогрессивного эпигенеза и последующего метаморфизма вмещающих пород — осадочно-метаморфогенные.

Источником урана при формировании экзогенных месторождений служат в основном различные горные породы с повышенным фоновым содержанием урана, в первую очередь кислые магматические породы (интрузивные и эффузивные), кларк урана в которых достигает $3,5 \cdot 10^{-4} \%$. Если уран поступал в осадки бассейнов с гипогенными гидротермальными растворами, то образовавшиеся при этом месторождения выделяются в группу полигенных.

§ 14. ПОВЕДЕНИЕ УРАНА ПРИ ВЫВЕТРИВАНИИ ГОРНЫХ ПОРОД

Экзогенные процессы на земной поверхности начинаются с выветривания и разрушения горных пород — магматических, метаморфических и ранее образованных осадочных. Главнейшими факторами, определяющими развитие гипергенных процессов, являются: энергия солнца, вода, кислород воздуха, углекислота и биохимические продукты органической жизни. Характер миграции урана зависит от климатических условий и от состава тех пород и минералов, которые подвергаются разрушению. Известно, что наиболее интенсивно процессы химического разложения, выветривания и миграции урана протекают во влажном и жарком тропическом климате, менее интенсивно — в условиях средних широт и весьма слабо — в холодных полярных странах, где над химическим разложением преобладают механическое разрушение и дезинтеграция горных пород.

Во влажном и холодном климате при обилии в водах соединений гуминовых кислот развиваются кислые типы выветривания. В условиях пустынь с бедной растительностью органическое вещество быстро окисляется и сгорает, в связи с чем продукты разрушения магматических и осадочных пород различного состава — соединения щелочных и щелочноземельных металлов (K, Na, Ca, Mg) — определяют щелочной характер выветривания. Более пестрая и разнообразная обстановка существует в областях с тропическим климатом [5, 18]. С одной стороны, в связи с развитием пышной растительности большая роль в геохимических процессах принадлежит гуминовым кислотам, а с другой — интенсивно протекающее химическое разложение горных пород приводит к формированию глубоко проработанной коры выветривания с высоким содержанием щелочей. Такая контрастность геохимических обстановок особенно благоприятна для активных процессов миграции урана. Вместе с тем большая влажность климата не способствует созданию очагов его концентрации, за исключением тех случаев, когда воды попадают в участки скопления растительной органики, где происходит резкое изменение окислительно-восстановительного потенциала.

При выветривании гидротермальных сульфидных месторождений или древних осадочных толщ, обогащенных пиритом, марказитом и ураном, роль климата также велика. В аридном климате пустынь и полупустынь в условиях дефицита влаги серная кислота, образующаяся при окислении сульфидов, оказывает агрессивное воздействие на окружающие породы. Возникающий в этом случае сульфат-уранил (UO_2SO_4) в растворах со слабокислой, нейтральной и слабощелочной реакциями ($\text{pH} > 4 \div 5$) гидролизует, образуя минералы типа $n\text{UO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ (скупит, беккерелит и др.) или легко коагулирующие золи гидроокиси урана $[\text{UO}_2(\text{OH})_2]_n$.

В условиях горного рельефа на миграции урана сказывается вертикальная климатическая зональность. Для горных ландшафтов механическое разрушение пород обычно опережает их химическое разложение. Большие массы обломочного материала перемещаются в долины и межгорные впадины, где под воздействием биохимических процессов и других агентов химического выветривания уран высвобождается из горных пород и поступает в область поверхностного и подземного стока. Таким образом, интенсивность выветривания зависит от состава пород, их физико-механических свойств, а также от условий залегания и климата.

Некоторые твердые продукты разрушения пород и водорастворимые соединения поступают в сферу миграции, другие остаются на месте, образуя кору выветривания, в пределах которой часть подвижного урана может быть связана с ее тонкодисперсными составляющими. При выветривании и разрушении гранитов и других магматических пород не весь заключенный в них уран высвобождается одинаково легко, так как формы его нахождения в породах различны. От их соотношения зависит доля подвижного урана, который наиболее легко поступает в область миграции в экзогенных условиях и является источником образования экзогенных месторождений.

При разрушении выходящих на дневную поверхность месторождений урана первичные урановые и другие рудные минералы окисляются, образуя разнообразные вторичные соединения, более устойчивые в новых физико-химических условиях. К ним относятся ванадаты, фосфаты, карбонаты, силикаты, арсенаты и др. Кроме того, уран сорбируется коллоидными и тонкодисперсными образованиями (гидроокислами железа и марганца, глинистыми минералами). Так формируются месторождения выветривания, или остаточные. Они, как и зона окисления сульфидных полиметаллических месторождений, имеют зональное строение.

Часть урана выщелачивается из приповерхностных участков урановых месторождений атмосферными и подземными водами и проникает на глубину. Таким образом возникает зона вторичного обогащения, в которой уран накапливается в виде

окислов — урановой черни и настурана. Зоны окисления и вторичного обогащения нередко разделены выщелоченными породами, практически лишенными повышенных концентраций урана. Минеральный состав зоны окисления урановых месторождений, ее мощность и особенности развития зависят от масштабов месторождения, его геологического строения, вещественного состава первичных руд и типа вмещающих пород, а также от гидродинамики подземных вод и климата.

Зоны окисления многих эндогенных месторождений, главным образом гидротермальных урановых, изучены довольно детально; менее подробно исследованы они для экзогенных месторождений урана. Знание особенностей строения и закономерностей образования этих зон имеет большое значение при поисках и разведке урановых месторождений и для оценки их по поверхностным выходам.

§ 15. МИГРАЦИЯ И НАКОПЛЕНИЕ УРАНА В ЗОНЕ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ

Следующий этап экзогенных процессов — транспортировка продуктов разрушения горных пород поверхностными и подземными водами. Поверхностные воды переносят крупные и мелкие обломки пород, минеральные зерна, тонкую взвесь, коллоидные водорастворимые вещества, а подземные воды — лишь последние две группы веществ. Некоторая часть урана, входящая в состав аксессуарных минералов, мигрирует вместе с обломочным материалом, дальность транспортирования которого определяется гидродинамической активностью водной среды. Уран, высвободившийся при разрушении коренных пород, поступает в область миграции либо в виде уранил-карбонатных комплексов в случае нейтральных или слабощелочных значений рН природных вод, либо в виде уранил-сульфата при кислых значениях рН. Эти формы переноса являются господствующими в условиях преимущественно аридного климата.

В слабощелочных и особенно в слабокислых водах гумидных областей уран может мигрировать в форме комплексных уран-органических соединений — производных гуминовых и фульвокислот.

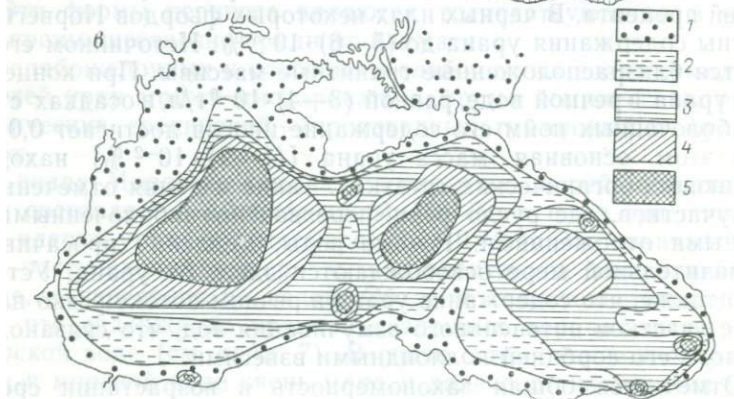
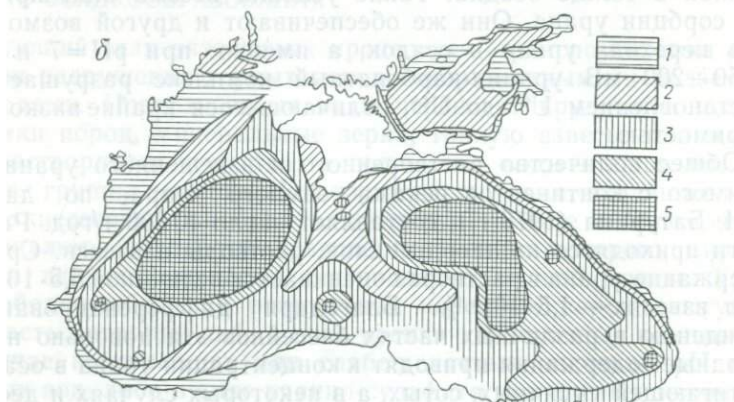
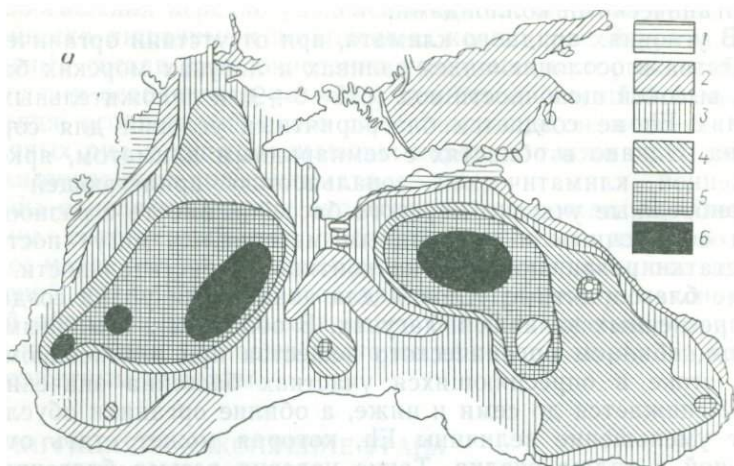
В водах Мирового океана и открытых морей содержание урана составляет $3 \cdot 10^{-8}$ г/л или $3 \cdot 10^{-7}$ ‰, т. е. на три порядка ниже кларка урана в литосфере ($2,5 \cdot 10^{-4}$ ‰). Это означает, что уран, поступающий в моря с континента, не накапливается в воде, а переходит в осадок. Об этом свидетельствует и тот факт, что содержание урана в осадочных породах выше, чем в морской воде (см. табл. 7). В связи с тем, что концентрация урана в морской воде очень мала и далека от насыщения уран не может осаждаться чисто химическим путем. Единственным процессом, обеспечивающим перевод растворенного урана

из морских вод в осадок, является его сорбция минеральными и органическими коллоидами.

В условиях аридного климата, при отсутствии органического вещества в осолоняющихся заливах и лагунах морских бассейнов, высокой щелочности вод ($pH=8\div 9$) и положительных значениях Eh не создается благоприятных условий для сорбции урана. Однако в областях с семиаридным климатом, ярко выраженной климатической зональностью прилегающей суши в прибрежные участки морского бассейна вместе с разнообразным обломочным и коллоидным материалом могут поступать и остатки развивающейся на континенте растительности. Наиболее благоприятные условия для накопления урана создаются в опресненных заливах и лагунах. В областях с гумидным климатом, обилием органического вещества при интенсивном речном стоке в опресняющихся участках бассейна значение pH воды снижается до семи и ниже, а обилие органики обуславливает уменьшение величины Eh , которая может стать отрицательной в толще осадка. Такие условия весьма благоприятны для сорбции урана. Они же обеспечивают и другой возможный путь перехода урана в осадок, а именно: при $pH=7$ и $Eh=250\div 200$ мВ уранил-карбонатный комплекс разрушается с восстановлением U^{6+} до U^{4+} , отличающегося крайне низкой растворимостью.

Общее количество растворенного и взвешенного урана, выносимого с континентов реками земного шара, по данным Г. Н. Батурина (1975 г.), составляет около 40 000 т/год. Равные части приходится на твердый сток, растворы и взвеси. Среднее содержание урана в растворах оценивается величиной $5,5 \cdot 10^{-7}$ г/л, а во взвесьях — $1,5 \cdot 10^{-4}$ %. Благодаря дифференцированному осаждению в различных частях бассейнов эти довольно низкие исходные содержания приводят к концентрации урана в осадках, достигающей тысячных, сотых, а в некоторых случаях и десятых долей процента. В черных илах некоторых фьордов Норвегии известны содержания урана до $(5-6) \cdot 10^{-3}$ %. Источником его считаются близрасположенные гранитные массивы. При концентрации урана в речной воде, равной $(3-4) \cdot 10^{-6}$ г/л, в осадках стариц и заболоченных пойм его содержание иногда достигает 0,003 %. При этом основная масса урана $[(1-2) \cdot 10^{-2} \text{ \%}]$ находится в гниющих органических остатках. Такие явления отмечены для тех участков, где русло реки «перехвачено» заболоченными пойменными отложениями. Речные воды, медленно просачиваясь, в значительной мере освобождаются здесь от урана. Установлено также, что содержание урана в речном потоке резко падает ниже участков интенсивного взмучивания вод, что связано, очевидно, с его сорбцией коллоидными взвесьями.

Отмечается общая закономерность в возрастании средних содержаний урана от океанических илов к осадкам внутренних бассейнов: в Тихом океане — $1,6 \cdot 10^{-4}$ %, в Средиземном и



Беринговом морях — $(1,7-1,9) \cdot 10^{-4}$ ‰, в Аральском, Каспийском и Черном морях — $(4,2-6,4) \cdot 10^{-4}$. В последних содержание урана увеличивается от песчаных илов к глинистым, от прибрежных частей к центральным халистатическим зонам, отличающимся меньшей скоростью накопления обломочных частиц и лучшей сохранностью в них органических веществ. На рис. 36 показаны особенности размещения в современных осадках Черного моря пелитовой фракции органического вещества, урана и молибдена. Участки их преимущественного накопления совпадают. Расчеты показывают, что в халистатических зонах Черного моря ежегодно осаждается 60—70 т урана с содержанием в илах до 0,006 ‰ на бескарбонатное вещество осадка. Несколькими иное пространственное размещение урана и других компонентов осадков наблюдается в открытых морях, примыкающих к океаническим впадинам. Однако в целом отмеченные выше закономерности сохраняются — максимальные концентрации урана приходятся на впадины, примыкающие к шельфовой зоне. Соотношения $C_{орг}$, U, Mo, Se и P в современных морских осадках (песчаных, алевритовых, глинистых и глинисто-известковых илах) указывают на закономерную связь этих компонентов с органическим веществом. Однако ни один из них не обнаруживает столь тесного сродства с органическим углеродом, как уран. Коэффициент корреляции $U-C_{орг}$, вычисленный по 60 пробам осадков Черного моря, составляет 0,82.

Исследования ураноносности современных морских осадков ознаменовались в 1977 г. выдающимся событием — опубликовано сообщение [21] о том, что учеными кафедры палеонтологии Гамбургского университета открыто крупное месторождение урана в илах турецкой части Черного моря с ориентировочными запасами несколько миллионов тонн. Авторы считают, что уран накапливался здесь в течение последних 5000 лет во впадинах на глубине 1—2 км. Концентратором его являлись отмиравшие планктонные водоросли, в клетках которых U содержится примерно в 10 000 раз больше, чем в морской воде. Это открытие помимо большого практического значения чрезвычайно важно в том отношении, что оно указывает на большую рудообразующую роль самых ранних стадий литогенеза. Последнее вплоть до настоящего времени еще недооценивается многими исследователями.

В связи с этим заметим, что Япония, не обладающая крупными месторождениями урана, в течение ряда лет проводит опытные работы по извлечению его из морской воды с помощью

Рис. 36. Распределение органического углерода (а), урана (б) и молибдена (в) в осадках Черного моря (по Г. Н. Батурину, М. Ф. Филиппуку, И. И. Волкову).

Содержание $C_{орг}$, ‰: 1 — 0,1, 2 — от 0,1 до 0,3, 3 — от 0,3 до 0,5, 4 — от 0,5 до 1,0, 5 — от 1,0 до 2,0, 6 — >2,0; U, 10^{-4} ‰: 1 — до 1,0, 2 — от 1,0 до 2,5, 3 — от 2,5 до 5,0, 4 — от 5,0 до 10,0, 5 — >10,0; MoO₃, 10^{-4} ‰: 1 — до 10,0, 2 — от 10,0 до 30,0, 3 — от 30,0 до 50,0, 4 — от 50,0 до 80,0, 5 — >80,0

различных сорбентов [13]. Наилучшие результаты получены с гидроокисью титана в смеси с активированным углем. В 1980 г. намечено ввести в действие первую промышленную установку.

Особый интерес представляют условия накопления повышенных концентраций урана в торфяниках, поскольку последние могут рассматриваться как начальный этап образования экзогенных урановых месторождений, приуроченных к угленосным формациям. На первые находки отенита в торфяниках острова Мадагаскар обратил внимание В. И. Вернадский, отмечая этот факт, как наиболее ярко отражающий связь урана с органическим веществом осадочных пород. В течение последних 20—30 лет ураноносные торфяники изучались довольно детально. Установлены определенные закономерности формирования и размещения в них повышенных концентраций урана. Рудоносные участки часто занимают незначительную (5—10 %) часть площади торфяников и тяготеют к краевым зонам, так как именно в эти зоны поступают воды, приносящие уран из коренных пород (рис. 37). Содержание урана в водах колеблется в пределах $(2-5) \cdot 10^{-6}$ г/л. Повышенные концентрации урана наблюдаются, как правило, в подошве торфяной залежи, где они приурочены к черным илам с сильно разложенным органическим веществом. Содержание урана в них достигает 0,03—0,06 %, а в отдельных участках — до 0,5—0,8%. Вместе с ураном концентрируются и различные элементы-спутники (Сг, Ве, Тi, Se, V и др.), комплекс которых тесно связан с источником питания.

Ураноносные торфяники пока не служат объектом промышленной разработки, но анализ процессов накопления в них урана и ряда элементов-спутников имеет большое значение для решения проблемы генезиса углеурановых месторождений.

В последние годы в ряде стран с жарким засушливым климатом обнаружены концентрации урана, приуроченные к своеобразным карбонатным или сульфатно-карбонатным породам, получившим название калькреты или кальцикриты, которые залегают вблизи поверхности в зонах с интенсивным испарением циркулирующих через них потоков грунтовых вод. Наиболее выдержанные и высокие содержания урана выявлены в Западной Австралии в районе Йилирри, который в настоящее время рассматривается как крупное промышленное месторождение [6, 18]. В отличие от описанных ранее примеров в месторождениях, связанных с калькретами, фиксация и накопление урана происходят без участия органического вещества и главными минеральными формами являются уранованадаты — карнотит и тюямунит.

Район Йилирри располагается в тектоническом блоке Йилгари и имеет двухъярусное строение (рис. 38). Основание его сложено архейскими гранитами (возраст 2600 млн. лет) и зеленокаменными породами. Верхний маломощный и местами

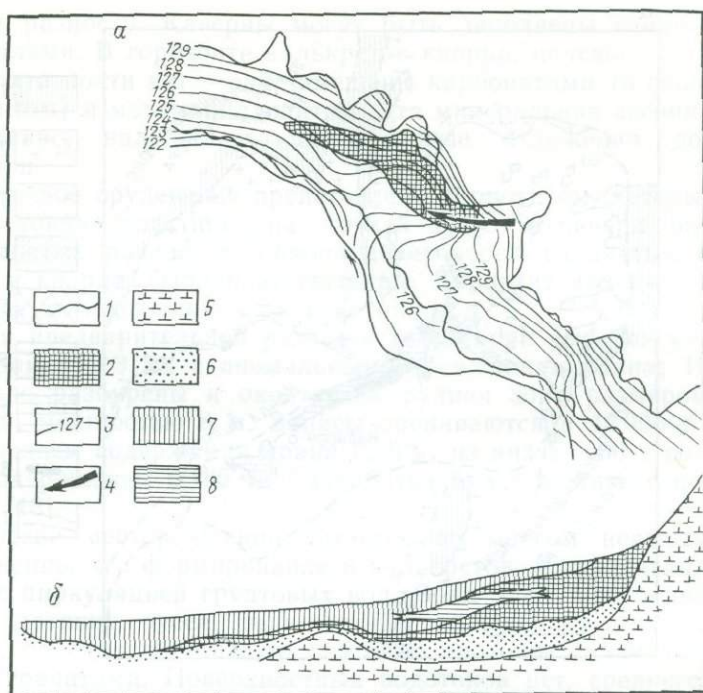


Рис. 37. Размещение повышенных концентраций урана в торфянике (по А. В. Коченову и др., 1965 г.).

a — по площади; *b* — в разрезе; 1 — контуры торфяной залежи в плане; 2 — участок торфа, обогащенный ураном; 3 — гидронизогипс горизонта грунтовых вод, (в м: до осушения торфяного болота); 4 — направление наиболее интенсивного потока грунтовых вод; 5 — коренные породы: алеуолиты, песчаники; 6 — аллювиальные пески и супеси; 7 — торф; 8 — озерный ракушечник

полностью эродированный ярус слагают остаточные древние латеритные коры выветривания и плиоцен-четвертичные речные и озерные осадки. Мощность последних в районе месторождения около 30 м. Месторождение расположено на Великом плато, приподнятом над уровнем моря на 500 м. На нем отчетливо выявляются две поверхности выравнивания. Более древняя — отвечает периоду формирования плато в условиях гумидного климата, когда образовалась хорошо выраженная речная сеть.

В миоцене и эоцене произошло обновление речных систем, сопровождавшееся размывом латеритной коры выветривания. Начиная с плиоцена, климат аридизировался и появились соляные озера. По мнению австралийских геологов, калькреды начали формироваться с плиоцена. Допускается, что этот процесс продолжается и сейчас. Располагаются они вдоль речных долин и в краевых частях соляных озер.

Рудные концентрации Йилирри приурочены к русловой части

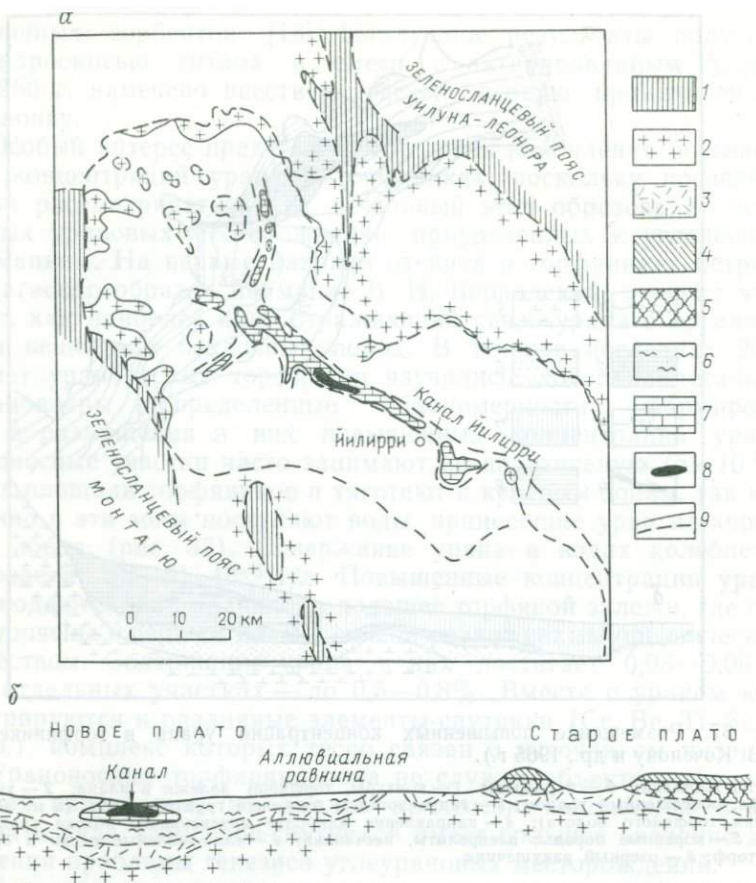


Рис. 38. Схема геологического строения района Йилирри (а) и геолого-морфологический профиль района (б) [6].

1, 2 — соответственно архейские зеленосланцевые и гранито-гнейсовые комплексы пород; 3 — разложившиеся граниты; 4 — кремнистые породы верхней части коры выветривания Старого плато; 5 — каолининовая кора; 6 — аллювий; 7 — калькреты; 8 — рудные тела; 9 — Границы выхода пород достоверные и предполагаемые

древней речной долины. Они располагаются только в калькретах в среднем интервале глубин от 2 до 8 м. Рудные тела представляют вытянутые вдоль русла линзы (ленты) и прослежены на расстояние 45 км. Горное обрамление рудоносной долины сложено почти целиком архейскими гранитами. Возможно поступление вод также из зеленокаменных пород комплекса Монтагю. Выполнение долины — аллювий, эвапориты и калькреты. Аллювий состоит из глинистого материала с обломками кварца и полевых шпатов. Эвапориты представлены гипсом, целестином и галитом. Калькреты весьма разнообразны по текстуре и цвету — белые, фарфоровидные, пористые, кавернозные или зем-

листые разности. Каверны могут быть заполнены глинистыми минералами. В горизонте калькретов кварца, полевого шпата и каолинита почти нет — они замещены карбонатами (в основном доломитом) и монтмориллонитом. Эта минеральная ассоциация, несомненно, наложилась на русловые отложения долины Йилирри.

Урановое оруденение представлено карнотитом, который образует тонкие пластинки на стенках пустот и каверн, рассеян в земляных разностях, обволакивает зерна глинистых минералов и кварца, выполняет трещины. Карнотит является более поздним по отношению к калькретам.

При предварительной разведке в Йилирри выявлен участок размером 45×3 км с аномальным содержанием урана; 10 км^2 детально разбурены и оконтурена рудная зона размером 6×5 км, мощностью 8 м. Запасы оцениваются в 45 000 т U_3O_8 при среднем содержании урана 0,15%, из них 24 000 т со средним содержанием 0,36%. Разработка будет вестись с поверхности [18].

Генезис месторождения остается во многом неясным, но несомненно, что формирование и калькретов, и оруденения связаны с циркуляцией грунтовых вод. Воды здесь просачиваются вдоль древних русел, выполненных аллювиальными отложениями, от областей питания, которые сложены сильновыветрелыми гранитами. Поверхностных водотоков нет, среднегодовое количество осадков составляет 250 мм. Соленость подземных вод сильно меняется и повышается от областей питания к русловой долине, скорость их движения очень невелика из-за большого перепада высот.

Первичным источником урана являются, видимо, граниты, а ванадия — зеленокаменные породы. По мере увеличения солености вод происходит изменение их химического состава: увеличивается содержание растворимых солей Ca SO_4 и NaCl , одновременно снижается содержание $[\text{HCO}_3]$, что уменьшает растворимость урана и приводит к формированию и осаждению карнотита в пустотах и кавернах калькретов. Сами калькреты являются, видимо, результатом более ранних процессов взаимодействия минерализованных вод с первичными русловыми отложениями в условиях аридного климата.

Месторождение Йилирри не является единственным, связанным с калькретами. В работе [18] имеется краткое сообщение о близком по типу месторождении Мудуг в Сомали, где карнотит выполняет трещины и пустоты также в калькретах, мраморах, глинах, бентонитах в приповерхностной (до глубины 5—8 м) зоне, ограниченной уровнем грунтовых вод, слабо изменяющимся в зависимости от сезона. Климатические условия здесь очень сходны с районом Йилирри. Многие авторы считают перспективными поиски аналогичных месторождений и в других засушливых районах.

Стадия диагенеза, в течение которой происходят важнейшие преобразования, ведущие к превращению рыхлого, пропитанного водой ила в твердую осадочную породу, часто приобретающую кристаллически-зернистое строение, так или иначе сказывается на всех составных частях осадка, и в том числе на соединениях урана, оказавшихся в нем в результате процессов седиментогенеза. Интенсивность диагенетических процессов находится в тесной связи с геохимической «противоречивостью», по образному определению Л. В. Пустовалова, первоначального состава осадка, а сама эта «противоречивость» определяется прежде всего наличием в нем того или иного количества реликтов органики. Неравномерное размещение последних приводит к резкой неоднородности физико-химической обстановки в различных участках слоя, что вызывает энергичное перераспределение слагающих его компонентов.

Рассматривая эти явления, Н. М. Страхов придает большое значение в создании определяющей геохимической обстановки в осадке жизнедеятельности бактерий, поскольку именно благодаря бактериальным процессам образуются многие активные газообразные компоненты — NH_3 , CO_2 , H_2S , H_2 и др. С появлением избытка углекислоты повышается щелочной резерв иловой воды и в миграционное состояние переводится часть Ca , Mg и Fe в форме бикарбонатов. При этом возникают и растворимые уранил-карбонатные комплексы. Однако в связи с тем, что на эти реакции затрачивается свободный кислород, Eh приобретает отрицательное значение, иловые воды начинают еще больше обогащаться сероводородом, а в отдельных участках осадка создаются резко восстановительные условия, способствующие выпадению из растворов ряда компонентов, в том числе урана в четырехвалентной форме.

Среди соединений железа типоморфными для этой обстановки являются сульфиды (мельниковит, марказит, пирит), что позволяет определять описываемые условия как сероводородную геохимическую фацию, по Л. В. Пустовалову, или сильно восстановительную субаквальную фацию, по Г. И. Теодоровичу.

Продолжаются также процессы сорбции соединений урана из иловых вод. Поэтому на стадии диагенеза богатого органическим веществом ила идет не только перераспределение рудных компонентов, но и увеличение их содержания в твердой фазе осадка. Кроме того, образуются уранорганические комплексные соединения, особенно широко развитые в породах с углефицированными растительными остатками. Помимо урана в них могут входить Be , Ge , Mo и некоторые другие элементы-спутники.

С процессами перераспределения вещества в осадке связано также формирование диагенетических стяжений и конкреций

различного состава. Опыт изучения процессов конкрециообразования показывает, что наиболее благоприятной для них является тонкодисперсная среда, а самая высокая «конкреционная продуктивность» свойственна глинистым породам. Судя по имеющемуся материалу, это положение справедливо и для ураносодержащих конкреций. Отмечено, что в глинистых породах ураноносные конкреции встречаются чаще, чем в песчаниках, причем содержание урана в конкрециях из глинистых пород часто более высокое.

К числу диагенетических образований некоторых осадочных пород относят стяжения типа оолитов и пизолитов. Наиболее характерны они для пород, прошедших коллоидную стадию, — железистых, марганцевых и фосфатных. Вероятно, к этой же группе следует относить, хотя бы частично, и оолитовые карбонатные разности. Последние содержат иногда промышленные количества урана, который вместе с глинистыми частицами и органическим веществом слагает оолиты либо целиком, либо отдельные их центры, чередуясь при этом с кальцитовыми оболочками [4].

В ряде новейших работ, посвященных описанию экзогенных урановых месторождений, выделяется особая группа — месторождения экзодиагенеза [4, 18]. На континентах в условиях гумидного климата создается немало очагов для концентрации урана из грунтовых вод, дренирующих торфяники, озерно-болотные, аллювиально-старичные отложения, обогащенные гумифицированной растительной органикой. От типично диагенетических процессов, рассмотренных выше, экзодиагенез отличается тем, что циркуляция вод происходит через частично литифицированные породы, которые иногда выходят из-под воды. Формирующиеся при этом концентрации урана близки к диагенетическим, поскольку они возникают в результате взаимодействия осадков с внешней средой. Вместе с тем они иногда воспринимаются как эпигенетические, поскольку привнос урана, хотя и в нелитифицированную породу, мало чем отличается от процесса инфильтрации и образования собственно эпигенетических, инфильтрационных урановых месторождений.

Экзодиагенетические месторождения урана в областях с гумидным климатом формируются вблизи от разрушающихся массивов ураноносных пород. Непосредственная близость очагов аккумуляции к источникам питания ураном обусловлена тем, что в условиях хорошо развитого почвенного покрова уран не может мигрировать на значительные расстояния из-за сорбции его гумусовым веществом почв. Кроме того, с удалением от областей питания содержание урана в поверхностных и подземных водах резко снижается в результате их разбавления метеорными водами.

Наиболее типичным примером экзодиагенетических концентраций урана являются его накопления в торфяниках (см.

рис. 37) и в почвах [4]. Процессы диагенетического перераспределения урана могут приводить к формированию его промышленных скоплений. Рудные тела такого типа известны в фосфатных породах и известняках. Но наиболее часто, особенно в глинистых малопроницаемых породах, эта стадия заканчивается формированием горизонтов с незначительно повышенным содержанием урана, но распространенных на очень больших территориях. Последние в настоящее время разрабатываются лишь в единичных случаях, но рассматриваются как резервы для извлечения урана в будущем.

Среди ураноносных пород такого типа наиболее широкой известностью пользуются кембрийские битуминозные сланцы Швеции и Норвегии, девонские и карбоновые сланцы штатов Теннесси, Алабама и Кентукки США (сланцы Чаттануга), верхнекаменноугольные (пенсильванские) битуминозные сланцы Иллинойса с конкрециями фосфоритов, ураноносные аргиллиты Западной Сибири [4], миоценовые сланцы штата Калифорния, США, каменноугольные и пермские сланцы Центральной Европы и др. Характерной особенностью сланцев является повышенное количество в них органического вещества, сульфидов и пониженное карбонатов. Во многих прослоях содержится 0,5—0,3 % P_2O_5 , что превышает среднее содержание P_2O_5 в глинах.

Ураноносные сланцы обычно ассоциируют с фосфоритами, кремнистыми, карбонатными породами, глауконитовыми песчаниками и песчаниками, последовательно сменяющими друг друга в фаціальном профиле бассейна как по площади, так и в стратиграфическом разрезе. Средние содержания урана в них довольно низкие и колеблются от тысячных долей до первых сотых долей процента (рис. 39). Вместе с тем сланцы имеют значительные мощности и занимают огромные территории, что и позволяет связывать с ними большие запасы урана. Так, по данным В. Свенсона [15], лишь для центральной части штата Теннесси, США, общее количество урана в сланцах Чаттануга исчисляется в 5—6 млн. т, что в несколько раз превышает выявленные запасы всех эксплуатирующихся эндогенных и экзогенных месторождений капиталистических стран. В прибалтийских сланцах юга Швеции и Норвегии урана еще больше, чем в чаттанугских [15]. В одном из наиболее детально изученных районов юга Швеции — Биллинген-Фальбюгден, на площади около 500 км² среднее содержание урана на 3 м мощности сланцев составляет 0,03 %. Запасы урана только в этом районе исчисляются в 1 млн. т. Линзовидные прослои в сланцах, сильно обогащенные органическим веществом, известные под названием кольма, отличаются наиболее высоким содержанием урана, достигающим 0,3—0,7 %; в золе кольма содержится до 1,8 % U_3O_8 . В связи с линзовидной формой выделений кольма содержание урана в пластах пород сильно колеблется. При этом в линзах

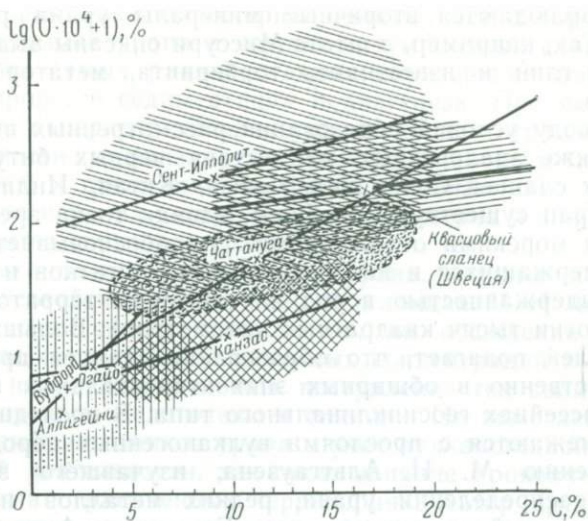


Рис. 39. Соотношение между содержанием углерода и логарифмом содержания урана в битуминозных сланцах Америки и Европы [15].

Коэффициент корреляции $r=0,89$

когда наблюдается прямая зависимость между ураном и органическим углеродом. В провинции Нерке содержание урана в сланцах колеблется в пределах 0,02—0,4 %, а в районе Кварторп — 0,02 % на 5—6-м мощность пласта. Здесь запасы урана оцениваются в 100 000 т. Из шведских битуминозных сланцев извлекается до 5 % нефти, так что и в этом отношении они представляют большой интерес и успешно разрабатываются.

Черные битуминозные сланцы штатов Оклахома и Иллинойс США верхнекаменноугольного (пенсильванского) возраста характеризуются значительно более низкими содержаниями урана, редко достигающими в отдельных пробах 0,01 %. Среднее содержание урана в них равно 0,005 %. Вместе с битуминозным веществом в этих сланцах имеется некоторое количество фосфатов (от 0,03 до 5,50 % P_2O_5) в виде мелких конкреций неправильной формы. Уран присутствует и в фосфоритных конкрециях в количествах от 0,01 до 0,09 %. При этом между содержаниями U и P_2O_5 существует прямая зависимость. На этом основании многие исследователи полагают, что фосфатное вещество в данных породах является основным ураноносителем. Проведенные исследования показывают, что большая часть урана заключена в карбонат-фтор-апатите, где он изоморфно замещает кальций. В невыветрелых черных сланцах не было установлено каких-либо урановых минералов, но в результате процессов выщелачивания в подстилающих сланцы породах

иногда наблюдаются вторичные минералы урана различного состава. Так, например, в штате Миссури описаны выделения по трещинам глин и известняков торбернита, метаторбернита и карнотита.

По поводу условий образования рассмотренных выше сланцев, а также аналогичных по составу черных битуминозных глинистых сланцев Советского Союза, Китая, Индии и ряда других стран существует, в общем, единая точка зрения — они считаются морскими отложениями. Это обосновывается характером содержащихся в них органических остатков и литологической выдержанностью пород на огромных территориях (десятки и сотни тысяч квадратных километров). Большинство исследователей полагает, что образование сланцев происходило преимущественно в обширных эпиконтинентальных бассейнах, реже в бассейнах геосинклинального типа. В последнем случае они перемежаются с прослоями вулканогенных пород.

По мнению М. Н. Альтгаузена, изучавшего закономерности в распределении урана, редких металлов и фосфора в нижнепалеозойских отложениях Европы и Азии, наиболее благоприятные условия для накопления органического вещества в эту эпоху создавались в обширных проливнообразных бассейнах с пологими заболоченными берегами, через которые перемещались крупные массы минерализованных океанических вод.

Имеющиеся в настоящее время данные позволяют считать, что уран в сланцевых формациях может концентрироваться в результате следующих процессов:

- 1) адсорбции и образования уранорганических комплексов при взаимодействии морских и иловых вод как с твердыми гумусовыми веществами, так и с гуминовыми кислотами в растворе;
- 2) изоморфного замещения ураном ионов кальция в кристаллической решетке различных фосфатов, образующих стяжения и микроконкреции в сланцах;
- 3) прямого осаждения урана из иловых вод при восстановлении его шестивалентных соединений сероводородом;
- 4) поступления небольших количеств урана с растительными остатками, приносимыми с суши и захватываемыми его как в процессе роста, так и во время транспортировки;
- 5) приноса некоторого количества кластических урансодержащих минералов.

Фиксация урана из морской воды первыми тремя из перечисленных выше способов, очевидно, будет тем полнее, чем дольше компоненты осадка соприкасаются с морскими водами. На самом деле проведенные В. Мак-Келви подсчеты показали, что накопление радиоактивных сланцев происходит чрезвычайно медленно. Так пласт этих сланцев мощностью 1 м формируется в течение 600 000—3 000 000 лет, в то время как для накопления 1 м обычных глинистых безрудных пород достаточно около 2000 лет.

Анализ фактического материала показывает, что формирование концентраций урана в черных битуминозных сланцах происходило на самых ранних стадиях образования вмещающих пород, в процессе седиментации и диагенеза. Процессы диагенетического перераспределения урана находят отражение в его приуроченности к линзам, богатым органическим веществом типа кольма, к стяжениям фосфатов и скоплениям сульфидов. Аналогичная картина распределения характерна и для большинства элементов-спутников урана.

Поражают те огромные запасы урана, которые содержатся в нижнепалеозойских морских черных сланцах. М. Н. Альтгаузен показал, что ни снос с континентов, ни осаждение урана из морских вод (исходя из современных концентраций в них этого элемента) не могли обеспечить поступление тех количеств металла, которые сосредоточены в сланцах. Не помогает в решении проблемы источников урана и учет вулканогенной и гидротермальной деятельности, так как их влияние проявляется обычно на весьма ограниченных территориях. Автор предполагает, что содержание урана и некоторых элементов-спутников (Mo, V, P) в водах кембрийских бассейнов было значительно более высоким, чем в современных. Возможность этого обосновывается повышенным содержанием в атмосфере и океанических водах углекислоты, повышавшей растворимость указанных элементов. Интенсивное их осаждение связано с началом усиленного развития органической жизни в морях. Зеленые части растений потребляли большое количество углекислоты, что приводило к снижению растворимости соединений урана. В морских илах создавалась резко восстановительная обстановка. Как полагает А. А. Сауков [9], некоторые элементы (P, V, Cu) могли извлекаться из природных вод и накапливаться в растениях при их жизни, а большая часть элементов, в том числе и уран, сорбировалась в процессе разложения органического вещества на дне морей. Таким образом, своеобразный скачок в развитии органической жизни на определенном этапе геологической истории Земли, по-видимому, явился тем главным геохимическим фактором, который способствовал переводу больших масс урана и других элементов-спутников из растворенного состояния в осадок на обширных территориях нижнепалеозойских морских бассейнов.

В дальнейшем ураносодержащие сланцы периодически появляются в отложениях перми, мезозоя и палеоген-неогенового возраста, но их накопление уже не имеет того почти планетарного характера, который типичен для нижнего палеозоя. Содержание урана в более молодых породах обычно ниже, чем в палеозойских, а главное, сланцы имеют ограниченное распространение.

Во всех странах мира ураноносные сланцы рассматриваются как огромные потенциальные резервуары радиоактивного и

редкометалльного сырья, разработка которых может стать вполне рентабельной в условиях прогресса техники добычи, извлечения полезных компонентов из руд и комплексной их переработки.

§ 17. УРАН В УСЛОВИЯХ ГИПЕРГЕНЕЗА И КАТАГЕНЕЗА

В зонах с гумидным климатом доминирующим процессом является выщелачивание урана из пород и перевод его в подземную циркуляцию. Поэтому в приповерхностных участках урано-содержащих пород промышленных концентраций этого элемента не образуется. В областях с аридным климатом, где выпадает малое количество осадков и происходит интенсивное испарение, содержание урана в природных водах резко возрастает (до $n \cdot 10^{-5}$ г/л). В этих условиях большое распространение получают приповерхностные инсоляционные концентрации, подобные солончакам и нередко ассоциирующие с ними. В пределах таких участков возникают вторичные ярко-желтые сульфаты, карбонаты и ванадаты урана вместе с гипсом, ярозитом и другими солями. Они весьма сходны с зоной окисления неглубоко-залегающих промышленных месторождений, поэтому инсоляционные скопления нередко создают дополнительные трудности при интерпретации геофизических и гидрогеохимических данных.

Большой практический интерес представляют повышенные концентрации урана, возникающие на выклинивании зон пластового окисления. Последние связаны часто с серией пологопадающих слоев краевых участков артезианских бассейнов. Концентрации урана такого типа образуются при взаимодействии кислородсодержащих вод с аномально-высокими содержаниями урана и пород, обогащенных органическим веществом. Рудные залежи изогнутой серповидной формы, получившие в американской литературе название роллов [19], отражают скорость движения пластовых вод в разных участках слоя, обычно замедленную в краевых частях и максимальную в середине. Под влиянием нисходящих кислородсодержащих вод породы рудоносного горизонта постепенно окисляются. Их серая или зеленая окраска сменяется бурой и желтой в результате образования гидроокислов железа. На некоторой глубине, где кислород, растворенный в пластовых водах, полностью расходуется на окисление органического вещества и закисных форм железа, протягивается граница зоны пластового окисления. С течением времени эта граница перемещается вниз по падению пластов в результате постоянного притока новых порций кислородсодержащих вод; в водопроницаемых породах она может проникать вглубь на десятки и сотни метров от поверхности. Окисление наиболее пористых и проницаемых участков рудоносного горизонта нередко опережает окисление несколько более плотных частей рудного слоя, оставляя рудные реликты среди



Рис. 40. Схема рудоконтролирующей эпигенетической зональности (по М. Ф. Каширцевой, 1970 г.).

Подзоны: 1 — полного окисления, 2 — неполного окисления, 3 — частичного окисления, 4 — рудного тела, 5 — уранового ореола, 6 — молибденовой минерализации; 7 — селеновая минерализация; 8 — граница селеновой минерализации; 9 — границы подзон зоны пластового окисления; 10 — выклинивание зоны пластового окисления; 11 — направление движения пластовых вод; 12 — песчаники; 13 — глины

окисленной части пластов. Такого типа месторождения довольно подробно описаны как в советской, так и в зарубежной литературе [5, 7, 8]. Для них характерна эпигенетическая геохимическая зональность, проявляющаяся как в рудосодержащих породах, так и в водах, которые их дренируют. Принципиальное строение подобного типа рудной залежи и главнейшие показатели геохимической зональности приведены на рис. 40.

В стадию катагенеза (прогрессивный эпигенез, по Л. Б. Рухину) при постепенном погружении осадочных пород в глубинные зоны земной коры они претерпевают ряд преобразований, так или иначе захватывающих все слагающие их компоненты. Происходят постепенное уплотнение, дегидратация и перекристаллизация, иногда продолжается рост конкреций, возникают минеральные новообразования. Органическое вещество, особенно органика гумусового ряда, является весьма чутким индикатором изменяющихся с глубиной термодинамических условий, вследствие чего степень ее углефикации иногда рассматривается в качестве основного критерия эпигенетических преобразований осадочных пород. Для понимания поведения урана в этих условиях очень важно то обстоятельство, что по мере углефикации происходит перестройка форм связи урана с органическими компонентами углей. Нарушаются связи урана с функциональными группами боковых цепей молекул гуминовых кислот, с конденсированными ядерными группами молекул, и в процессе дальнейшего метаморфизма ураноносных углей разрушаются уранорганические комплексы с высвобождением урана, образующего урановые черни, настуран и коффинит.

В области еще более высоких температур ($>200^{\circ}\text{C}$) и давлений ($>2000\text{ кгс/см}^2$) осадочные породы подвергаются начальному метаморфизму—метагенезу, а затем преобразуются в метаморфические породы. Освобождающиеся при этом воды содержат многие химические элементы и их соединения в растворенном состоянии. Особенно большое значение имеет наличие в них уголекислоты, благодаря чему образуются хорошо растворимые сложные карбонатные комплексы урана и других металлов. При перемещении нагретых растворов по трещинам в зоны пониженного давления происходит удаление уголекислого газа и осаждение кальцита, окислов урана и некоторых других минералов. Поэтому в катагенетически измененных и метаморфизованных осадочных породах могут формироваться рудные жилы, не имеющие связи с магматической деятельностью, но иногда морфологически весьма сходные с гидротермальными.

§ 18. РОЛЬ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД В КОНЦЕНТРАЦИИ УРАНА

Связь повышенных концентраций урана с органическим веществом осадочных пород общеизвестна. На нее неоднократно обращал внимание в своих работах В. И. Вернадский, который еще в 1934 г. писал: «...концентрация урана органическим веществом—факт исключительный в его геохимической истории...». Роль органики в формировании урановых месторождений не исчерпывается способностью концентрировать уран и другие рудные элементы. Различные компоненты бурых и каменных углей и углефицированный растительный детрит сохраняют в ископаемом состоянии признаки геохимических условий среды осадко- и торфообразования. Помимо этого они более чутко, чем минеральные образования осадочных пород, реагируют на изменение физико-химических и термодинамических условий, являясь важным индикатором стадий и этапов литогенеза. Углететрографические исследования прозрачных шлифов и аншлифов углей, определение отражательной способности витринита в брикетах, электронное микронзондирование препаратов из тех же проб позволяют установить принадлежность тех или иных компонентов углей к различным стадиям литогенеза. Органическое вещество не только реагирует на изменение условий среды, но и само преобразует ее. Определяющая роль при этом принадлежит микроорганизмам.

Уран может связываться с органическим веществом, образуя уранорганические комплексы, или путем сорбции. Если ранее само существование уранорганических комплексов ставилось под сомнение, то применение современных методов исследования, в частности электронного микронзондирования в совокупности с детальным фракционированием по плотности углестого материала и электроанализом урансодержащих растворов

гуминовых и фульвокислот, позволяет получить картину распределения урана в различных компонентах углистой массы. Точечно-равномерное размещение урана в коллоидальной существенно гумифицированной массе может рассматриваться в качестве одного из прямых доказательств тесной химической связи данных компонентов. При этом прочность химических связей в уранорганических комплексах не нарушается и включениями сульфидов железа (пирита, марказита), о чем свидетельствуют снимки, выполненные с помощью электронного микрозонда (рис. 41).

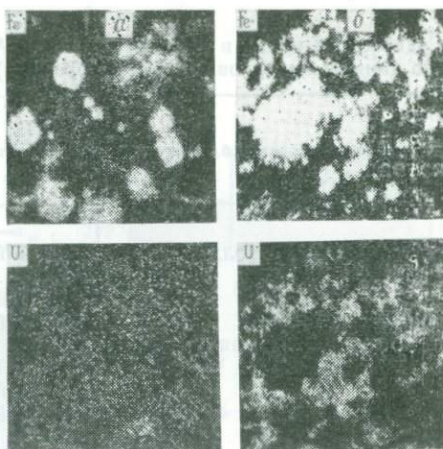


Рис. 41. Размещение урана в пиритизированных углях.

а — равномерно рассеянное оруденение (ранний диагенез); *б* — начальная фаза перераспределения урана с формированием концентраций возле сростков пирита (поздний диагенез); электронное микрозондирование, увел. 133

Многие органические соединения, обладая свойствами коллоидов, активно сорбируют уран, вступают в реакцию ионного обмена. Кроме того, обладая высокими восстанавливающими свойствами, органическое вещество нередко способствует образованию собственных минералов урана и парагенетически связанных с ними соединений других металлов — V, Mo, Se, Ge, Be и др.

Роль различных форм связи урана с органическим веществом на разных стадиях литогенеза неодинакова. Сорбцию, ионообменные формы и металлоорганические комплексы обычно связывают с ранними стадиями литогенеза, возникновение же собственных минералов считают результатом позднедиагенетических и эпигенетических процессов.

Различные группы органики при эволюции осадков и осадочных пород существенно изменяют способность к концентрации урана. Так, гумусовое вещество, генетически связанное с терригенным материалом (остатки высших растений), выступает как активный концентратор на стадии диагенеза-экзодиагенеза и на ранних этапах катагенеза. Его активность резко снижается при переходе от бурых углей к каменным. В противоположность этому органика битумного ряда [5, 7] приобретает способность концентрировать уран лишь на стадии катагенеза при образовании твердых полимеризованных и окисленных битумов (асфальтитов, оксикеритов, антраксолитов и др.). В жидких нефтях

Содержание урана в нефтях (по Ф. А. Алексею и др., 1977 г.)
(по данным анализов более 300 образцов)

Нефтегазоносные области	Возраст вмещающих пород	Пределы изменения содержания урана $n \cdot 10^{-7} \%$
Волгоградское Поволжье	Поздний девон	0,2—1,3
То же	Ранний карбон	0,8—2,6
”	Средний карбон	1,9—6,2
Припятский прогиб	Поздний девон	0,7—2,6
Днепровско-Донецкая впадина	Ранний карбон	0,4—1,2
То же	Средний карбон	1,2—2,9
”	Поздний карбон	1,9
Восточная Сибирь	Поздний девон	1,8
То же	Ранний кембрий	1,9—2,5
Западный Узбекистан	Юра	0,7—35,8
Фергана	Палеоген	1,3—2,9

нефтяных месторождений содержание урана очень небольшое и измеряется в большинстве случаев величинами $n \cdot 10^{-7} \%$ (табл. 8); окисленные нефти, представленные в табл. 8 юрскими нефтями Западного Узбекистана, выделяются более высокими значениями U. В микронефти, экстрагированной из пород, отмечалось до $n \cdot 10^{-4} \%$ U.

Роль легких битумов — газообразных и жидких — в формировании эпигенетических урановых месторождений сводится к предварительному дорудному восстановлению минеральных компонентов красноцветных пород, что создает благоприятные условия для последующей концентрации в них урана.

Сапропелевая органика, образованная из остатков низших организмов в морских и озерных водоемах, в значительно меньшей степени концентрирует уран по сравнению с гумусовой. Это видно из рис. 42, составленного по данным экспериментальных исследований Дж. Вайна и других [15] и по результатам опробования авторами ураноносных сапропелитов и лигнитов. Меньшая активность сапропелевых производных по отношению к урану объясняется, с одной стороны, более простым строением их молекул по сравнению с молекулами гуминовых веществ и, в частности, меньшим количеством реакционно-способных радикалов, а с другой, фациально-геохимическими особенностями образования сапропелей в водоемах с устойчивой, резко восстановительной обстановкой. В осадках застойных водоемов условия для окислительно-восстановительных реакций неблагоприятны.

Описанию различных групп органических веществ, их свойств, условий образования и методов исследования посвящена обширная литература. В ряде научных направлений, таких

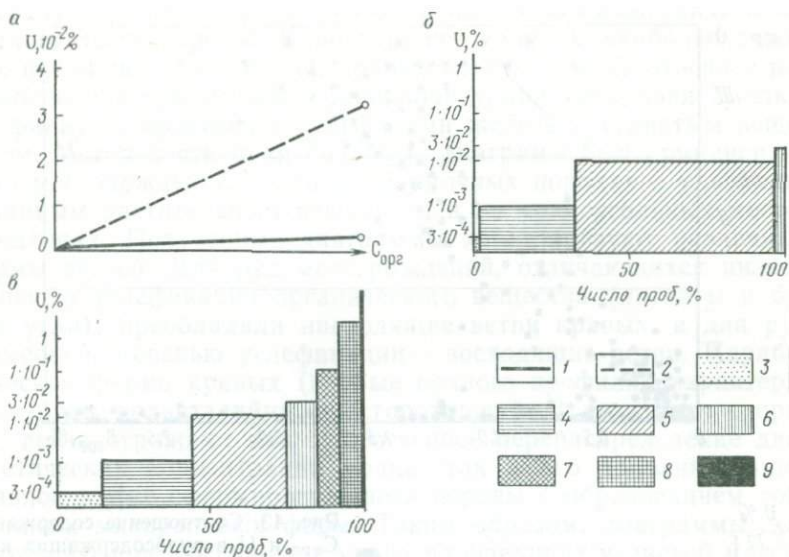


Рис. 42. Содержание урана в сапропелевом и в гумусовом органических веществах (а) [15], в сапропелитах (б; 139 проб) и лигнитах (в; 1752 пробы). 1 — сапропелевое органическое вещество; 2 — гумусовое органическое вещество; 3—9 — возрастающие значения содержания урана

как геология нефти и газа, геология угля, торфа, горючих сланцев, разработаны специфические комплексные методы исследования соответствующих групп органических веществ. Этого пока еще нельзя сказать о геологии урановых месторождений, в образовании которых органическое вещество играет ведущую роль.

Систематическое определение органического углерода в образцах, отобранных по ряду пересечений продуктивных горизонтов, позволяет в ряде случаев выявить интересные соотношения между величиной $C_{орг}$ и содержанием урана. В породах с рассеянным органическим веществом чаще всего наблюдается полное соответствие между этими компонентами. Последнее особенно характерно для древних углисто-кремнистых сланцев, фосфатных и карбонатных пород, в которых органическое вещество и уран сингенетичны с вмещающими осадками. Иное наблюдается в рудосодержащих породах полистадийных месторождений урана, где органическое вещество и уран концентрируются на разных стадиях литогенеза. Так, на месторождениях, приуроченных к палеогеновым карбонатным породам, при массовом опробовании разрезов выявлены прямые и обратные соотношения между содержаниями $C_{орг}$ и U . На рис. 43 отчетливо видны две расходящиеся ветви, которые отражают содержание органических веществ, концентрирующих уран и не концентрирующих его в заметных количествах. Дальнейшие исследования

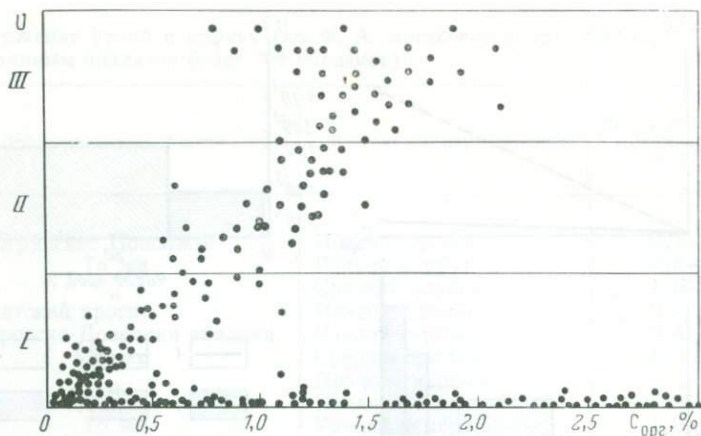


Рис. 43. Соотношение содержаний $C_{орг}$ и U в рудосодержащих карбонатных породах по данным анализов 238 проб.

Концентрации урана: I — низкие, II — средние, III — высокие

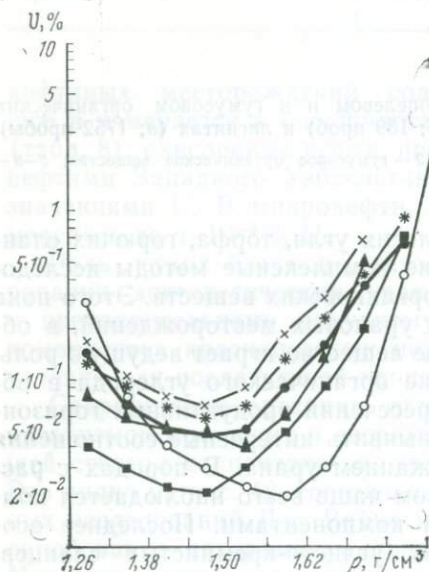


Рис. 44. Содержание урана во фракциях углистой массы с различной плотностью ρ .

Жирной линией показано среднее значение из пяти проб

показали, что в первом случае органическое вещество генетически связано с самой породой и накапливало уран еще на стадии диагенеза, во втором — это мигрировавшая в породы нефть.

Формы связи урана с органическим веществом рудовмещающих пород могут быть выявлены прямым химико-аналитическим и косвенными методами. К числу последних относится, например, дробное фракционирование по плотности углистой массы ураноносных углей и пород с углефицированным растительным детритом (рис. 44). Преимущественная ассоциация урана с легкими фракциями углистой массы (см. рис. 44, левые ветви

кривых) отражает тесную связь урана с легкими органическими компонентами породы. Концентрация урана в наиболее тяжелых фракциях (см. рис. 44, правые ветви кривых) отвечает наличию в них собственных минералов урана (урановая смолка, коффинит) в сростках с сульфидами железа и углистым веществом. Метод построения подобных диаграмм был применен на ряде месторождений урана в обломочных породах с углефицированным растительным веществом и на ураноугольных месторождениях. Полученные диаграммы характеризуют различные формы связей. Для руд месторождений, отличающихся низкой степенью углефикации органического вещества (лигниты и бурые угли), преобладали нисходящие ветви кривых, а для руд с высокой степенью углефикации — восходящие ветви. Параболическая форма кривых (кривые полного профиля) характеризуют руды полистадийных месторождений. В этом случае правые ветви отражают как существенное перераспределение диагенетических концентраций урана, так и его дополнительный привнос в уже сформировавшиеся породы с образованием собственных минеральных форм. Таким образом, диаграммы, характеризующие содержание урана во фракциях углистой массы, приобретают и определенный генетический смысл.

В процессе катагенетического превращения гуминовые кислоты переходят в формы нерастворимые в щелочах (гумин, сапроин), и слагают вместе с другими компонентами основную нерастворимую массу органического вещества (остаточное вещество). Доля последнего на средних этапах стадии катагенеза составляет около 90 % общего количества органики и продолжает увеличиваться по мере погружения пород.

Другое направление вторичных процессов — регрессивное — также приводит к существенному преобразованию органического вещества осадочных пород. Оно выражается в увеличении степени его окисленности, сопровождающейся сначала появлением регенерированных гуминовых кислот, а затем при свободном доступе кислорода атмосферы — полным распадом на CO_2 и H_2O . Вторичные гуминовые кислоты отличаются от первичных пониженным содержанием водорода (около 3 %) и увеличенным (до 5 мг·экв/г) количеством карбоксильных групп. Наличие более высоких концентраций урана в нижней части зоны окисления и в зоне цементации урано-угольных месторождений связано, прежде всего, именно с накоплением здесь вторичных гуминовых кислот.

Количественные соотношения урана во фракциях органического вещества и минеральных компонентов пород неодинаковы для месторождений, локализованных в осадочных породах разных возраста и состава и относящихся к различным генетическим классам. Они могут существенно варьировать и в пределах одного класса месторождений, что определяется конкретными особенностями их формирования.

§ 19. КЛАССИФИКАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА В ПОРОДАХ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Накопление фактического материала по мере открытия и изучения новых типов экзогенных месторождений нашло отражение в разработке все более детальных их классификаций. В качестве ведущих критериев при выделении классов, групп и подгрупп месторождений различными авторами принимались геотектонические и фациальные условия формирования месторождений, состав рудовмещающих пород, различие в источниках рудоносных растворов или иные признаки.

К числу наиболее поздних классификаций относится классификация одного из подклассов гидрогенных месторождений, предложенная П. Я. Антроповым и др. [1]. Под гидрогенными авторами понимаются месторождения урана, образование которых связано с процессами изменения пород под воздействием поверхностных или подземных вод различного температурного режима [1]. Как видно из определения, понятие «гидрогенные месторождения», согласно П. Я. Антропову с соавторами [1], является очень емким, так как подземные воды могут иметь различное происхождение, в том числе магматическое. Вместе с тем авторы отмечают, что наибольшее практическое значение среди гидрогенных имеют месторождения в осадочных породах, выполняющих депрессии. В приведенной классификационной схеме [1] для этого подкласса выделены следующие группы месторождений:

- 1) в краевых частях равнинных, предгорно-равнинных и крупных межгорных впадин;
- 2) в эродированных куполах и локальных поднятиях на склонах крупных равнинных и предравнинных впадин;
- 3) в малых межгорных впадинах, древних речных долинах и в краевых зонах внутриконтинентальных бассейнов.

Дополнительными признаками для выделения гидрогенных месторождений являются: гидрогеологические условия, литолого-геохимический контроль, рудоконтролирующая зональность, форма рудных залежей, наиболее вероятные возраст и генезис месторождений. Таким образом, учтены как региональные, так и локальные особенности, позволяющие достаточно обоснованно подходить к оценке перспективности различных участков депрессионных зон земной коры. Перечисленные признаки, которые учтены в данной схеме, показывают, насколько разносторонним и детальным должно быть геологическое изучение региона, чтобы определить возможность формирования в его пределах промышленных концентраций урана в осадочных породах. Это положение в настоящее время может считаться общепринятым, оно связано в основном со специфическими геохимическими особенностями урана и возможностью его широкой миграции в осадочном процессе.

В данном пособии исходя из задачи выяснения конкретных условий формирования урановых месторождений в породах осадочного чехла, имеющей решающее значение при поисках, наиболее подробно рассмотрена генетическая классификация, в которой главным критерием подразделения месторождений является их соотношение с процессами литогенеза вмещающих осадочных пород (табл. 9).

Выше было показано, что с каждой из стадий литогенеза могут быть связаны повышенные, а иногда и промышленные концентрации урана, возникающие в специфических условиях осадко- и породообразования, что позволяет ввести понятие о продуктивности различных стадий литогенеза.

На стадии выветривания (гипергенеза) рудные концентрации формируются в зонах окисления эндогенных и экзогенных урановых месторождений. При этом образуются остаточные и инфильтрационные рудные залежи, а также инсоляционные концентрации урана в районах с аридным климатом. Элювиальные и делювиально-пролювиальные россыпи урансодержащих минералов также представляют собой гипергенные образования.

На стадии седиментогенеза при транспортировке и осаждении обломочного материала возникает иной тип россыпей — прибрежно-морские и аллювиальные. В процессе миграции урана в поверхностных и грунтовых водах существенное значение имеют тонкие минеральные взвеси, органические и минеральные коллоиды. Часть урана может сорбироваться из природных вод на обломочных частицах еще до их осаждения.

Процесс сорбции урана усиливается при взаимодействии коллоидной части осадка с иловыми водами. В осадке образуются и ураноорганические комплексы с гуминовыми кислотами и фульвокислотами — продуктами разложения органического вещества. В результате необратимых обменных реакций между осадком, иловыми и придонными водами бассейнов и при наличии восстановительной среды в толще осадка могут возникать собственно диагенетические концентрации урана, значительно превосходящие его кларковые содержания. Еще большая контрастность свойственна экзодиагенетическим рудам урана, формирующимся в континентальных осадках различных фаций — аллювиально-старичных, топяных болот, отстойных зон делювиально-пролювиальных отложений. Своеобразие диагенеза континентальных осадков заключается, прежде всего, в том, что иловые воды взаимодействуют не только с придонными водами континентальных водоемов (озер, болот, рек), но и с поверхностными и грунтовыми водами, дренирующими осадок и приносящими все новые порции рудных элементов. Таким образом, диагенетическим процессам принадлежит ведущая роль в образовании многих месторождений урана в морских и особенно в континентальных отложениях. Эти месторождения

Генетическая классификация месторождений урана в породах осадочного чехла

Группы месторождений	Классы месторождений	Источники рудного вещества (урана)	Рудообразующие стадии литогенеза	Условия формирования рудных концентраций
Экзогенные	<p>Гипергенные (выветривания)</p> <p>Россыпи элювиально-делювиальные</p> <p>Рудные концентрации в зонах окисления и инфильтрации месторождений урана</p> <p>Месторождения в калькретах</p>	Экзогенный	Гипергенез	Накопление продуктов механического разрушения урансодержащих пород. Концентрация урана при формировании кор выветривания и зон окисления эндогенных и экзогенных месторождений
	<p>Седиментогенные (собственно осадочные)</p> <p>Россыпи урансодержащих минералов прибрежно-морские и аллювиальные</p> <p>Диagenетические и экзоdiagenетические</p> <p>Диagenетические в морских отложениях</p>		<p>Седиментогенез</p> <p>Диagenез, экзоdiagenез</p>	<p>Накопление продуктов механической дифференциации в речных отложениях и в прибрежных частях морских бассейнов</p> <p>Накопление и перераспределение урана и сопутствующих элементов в морских и континентальных осад-</p>
Полигенные	<p>Экзоdiagenетические в континентальных отложениях</p> <p>Эпигенетические (катагенетические)</p> <p>Инфильтрационные</p> <p>Анагенные</p>	Эндогенный	Катагенез—гипергенез	ках в результате обменных химических и биохимических реакций между осадками, иловыми растворами и внешней средой
	<p>Полистадийные</p> <p>Вулканогенно-осадочные</p> <p>Гидротермально-осадочные</p>		<p>Диagenез—катагенез</p> <p>Седиментогенез—диagenез</p>	<p>Миграция рудных компонентов с нисходящими пластовыми (инфильтрационные месторождения) или восходящими трещинно-жильными (анагенные месторождения) водами в первоначально безрудные осадочные или вулканогенно-осадочные породы. Концентрация урана и сопутствующих элементов в результате изменения физико-химических параметров среды на геохимических барьерах</p> <p>Изменение и перераспределение diagenетических или экзоdiagenетических рудных концентраций под воздействием пластовых или трещинно-жильных вод</p> <p>Накопление рудных компонентов, поступающих в морские и континентальные бассейны по зонам глубинных разломов и за счет мобилизации их из продуктов наземного или подводного вулканизма</p>

должны быть отнесены к диагенетическим и экзодиагенетическим.

На ранних этапах катагенеза эпигенетические процессы перераспределения рудного вещества часто наследуют те его черты, которые были заложены в стадию диагенеза. Нередко на ранее сформированные диагенетические концентрации урана накладываются более поздние — эпигенетические. Такие рудные образования относятся к полистадийным в отличие от собственно эпигенетических, возникших вследствие привноса урана пластовыми водами в первоначально безрудные осадочные породы. На полистадийных месторождениях относительная роль ранних и поздних стадий рудогенеза неодинакова, что и приводит в ряде случаев к различному истолкованию их генезиса.

В последующих разделах описаны примеры отдельных генетических классов экзогенных урановых месторождений. Порядок описания диктуется их современной промышленной значимостью. В течение более 30-летнего периода эксплуатации главная масса промышленного урана извлекается из месторождений, приуроченных к обломочным породам — пескам, песчаникам, алевролитам с гумусовой или битумной органикой. Все остальные месторождения — ураноугольные, карбонатные, фосфатные, россыпные и др. — имеют подчиненное значение. Среди осадочно-метаморфогенных месторождений на первом месте по добыче стоят кварцево-галечные метаконгломераты. При описании месторождений каждого из классов учитываются их структурно-тектоническое положение и фациальная приуроченность.

ГЛАВНЕЙШИЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА И ТОРИЯ В ПОРОДАХ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

§ 20. МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНА В ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОДАХ

Месторождения урана в обломочных породах по условиям и времени формирования рудных концентраций весьма разнообразны. Среди них известны диагенетические и экзодиагенетические, образование которых связывается с накоплением и диагенезом осадков; полистадийные, сформировавшиеся в течение нескольких последовательно развивавшихся стадий литогенеза. Уран в них повсюду связан с дисперсным органическим веществом, в той или иной мере насыщающим цемент обломочных пород различного состава, и с углефицированным растительным детритом, который рассеян в породах или образует скопления в отдельных интервалах разреза и в участках слоя. В краевых частях артезианских бассейнов, проницаемых песчаниках, переслаивающихся с алевролитами и глинами, развивается зона пластового окисления, на выклинивании которой формируются собственно эпигенетические — инфильтрационные рудные залежи.

Месторождения в обломочных толщах распространены в СССР, США (плато Колорадо и другие районы), в Канаде, Западной Европе, на Азиатском и Австралийском континентах. По запасам и добыче урана они в настоящее время составляют главную сырьевую базу атомной промышленности.

Фактический материал, накопленный в последние годы, свидетельствует о том, что формирование этих месторождений в значительной степени определяется их приуроченностью к различным по интенсивности активизации участкам древних складчатых областей, срединных массивов, к краевым активизированным частям платформ и щитов.

Диагенетические, экзодиагенетические и полистадийные месторождения

Из разнообразия фациально-палеогеографических обстановок, характерных для межгорных впадин, которые возникают в процессе активизации крупных геоструктурных элементов земной коры, наиболее благоприятны для диагенетического уранового рудообразования следующие:

1. Впадины орогенных областей:

- а) застойная зона в пределах развития грубообломочных делювиально-пролювиальных отложений;
- б) застойная зона (озерно-болотные образования) в пределах веерно-руслowych отложений.

2. Впадины областей платформенного типа — застойные зоны в пределах руслово-пойменных и озерно-болотных фаций равнинно-долинного пояса.

Месторождения в грубообломочных делювиально-пролювиальных отложениях

Делювиально-пролювиальные толщи, широко развитые в межгорных впадинах орогенных областей, долгое время не считались благоприятными для формирования урановых месторождений. Такое мнение было связано с их недостаточной изученностью, с представлениями о накоплении делювиально-пролювиальных отложений исключительно в субазральных условиях. Полагали также, что в отложениях, не дифференцированных по крупности обломочного материала, не создаются условия для концентрации рудных элементов. На самом деле, как показали исследования В. И. Попова, литологов Ташкентского государственного университета и В. В. Вебера, в пределах комплекса делювиально-пролювиальных отложений развиваются достаточно разнообразные фациальные обстановки, в том числе и благоприятные для накопления и сохранности органического вещества. Работы этих авторов явились теоретическим обоснованием возможности образования здесь и месторождений урана.

Одно из таких месторождений, описываемое здесь в качестве примера, расположено в области палеозойской складчатости, подвергшейся тектоно-магматической активизации в поздне-мезозойское время. Активизация сопровождалась образованием системы региональных тектонических зон и формированием наложенных структур типа внутриконтинентальных впадин. Последние ограничены крупными разломами, а фундамент их имеет блоковое строение, обусловленное вертикальными движениями по более поздним постседиментационным тектоническим нарушениям. Межгорная впадина, к которой приурочено месторождение, представляет собой структуру второго порядка, отделенную от основного бассейна осадконакопления приподнятым блоком пород. Ее горное обрамление сложено протерозойскими и раннепалеозойскими интенсивно метаморфизованными и дислоцированными осадочными толщами и гранитоидами (рис. 45). Гранитоиды относятся к нескольким фазам магматизма разного возраста: протерозойского, раннепалеозойского, мезозойского и характеризуются повышенным кларком урана.

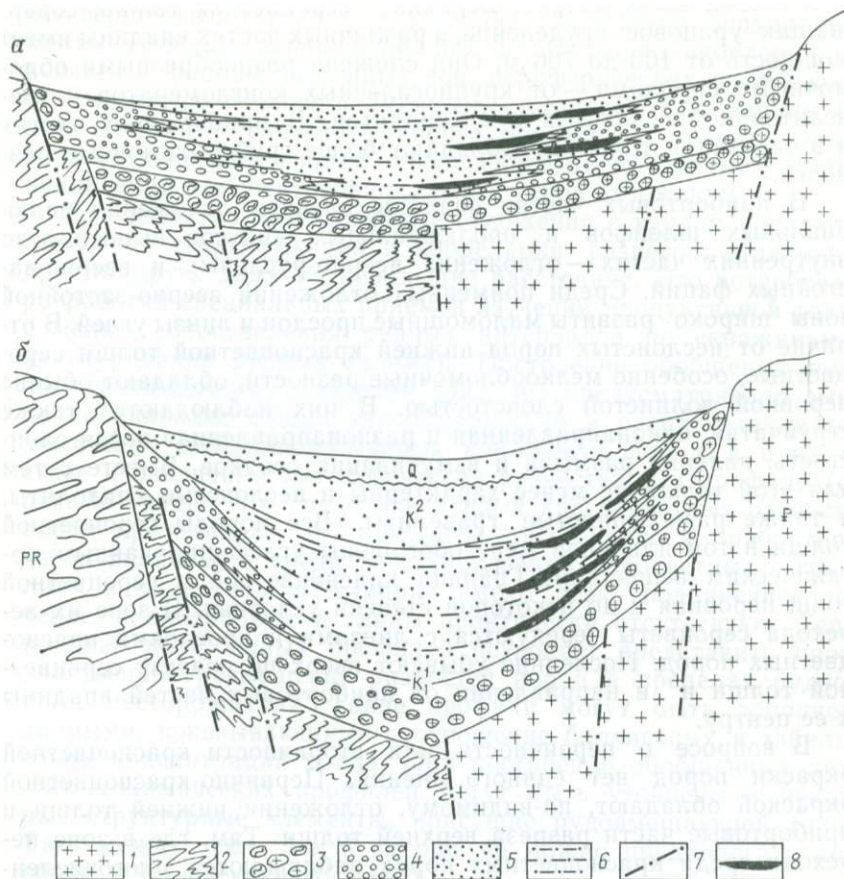


Рис. 45. Этапы геологического развития межгорной впадины, к которой приурочено месторождение урана в грубообломочных отложениях.

1 — гранитоиды; 2 — метаморфические породы фундамента впадины; 3 — красноцветные конглобрекции нижнего мела с обломками гранитоидов и метаморфических пород; 4 — сероцветные мелкогалечные конгломераты; 5 — сероцветные хлидолиты, гравелиты и песчаники; 6 — алевропесчаники с прослоями углей и углистых глин; 7 — тектонические нарушения; 8 — рудные залежи

Мезозойские разности, принадлежащие к типу малых интрузий, отличаются наиболее высоким содержанием радиоактивных элементов.

Нижнемеловые отложения, выполняющие впадину, разделяются на две толщи. Нижняя — красноцветная, залегающая на породах фундамента, сложена делювиальными и валунно-галечными конгломератами и конглобрекциями с гравелитово-песчано-глинистым цементом. В основании толщи преобладают обломки метаморфических пород, а в остальной части — обломки гранитоидов. Мощность этой безрудной части разреза достигает

нескольких сотен метров. Верхняя — сероцветная толща, содержащая урановое оруденение, в различных частях впадины имеет мощность от 100 до 700 м. Она сложена разнообразными обломочными породами — от крупногалечных конгломератов и гравелитов до песчаников и алевролитов. В прибортовых частях и в основании толщи преобладают более грубообломочные разности.

В прибортовых частях впадины развиты отложения делювиальных шлейфов и пролювиальных конусов выноса, а во внутренних частях — отложения веерно-русловых и веерно-застойных фаций. Среди пойменных отложений веерно-застойной зоны широко развиты маломощные прослои и линзы углей. В отличие от неслоистых пород нижней красноцветной толщи сероцветные, особенно мелкообломочные разности, обладают обычно неровной волнистой слоистостью. В них наблюдаются также струйчатая, однонаправленная и разнонаправленная косая слоистость, явления размыва и взмучивания осадков. Вместе с тем для этой толщи не менее характерны и неслоистые хлидолиты, а также разнородные гравелиты. Все породы сероцветной толщи в той или иной мере обогащены углефицированным органическим веществом. Граница красноцветной и сероцветной толщ неровная и до некоторой степени условная. В зоне их перехода сероцветы чередуются с линзами и прослоями красноцветных пород. Последние убывают вверх по разрезу сероцветной толщи и в направлении от прибортовых частей впадины к ее центру.

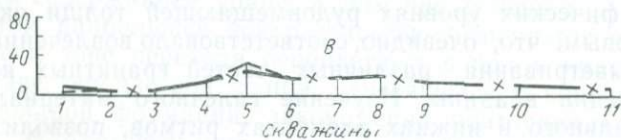
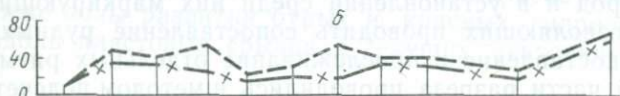
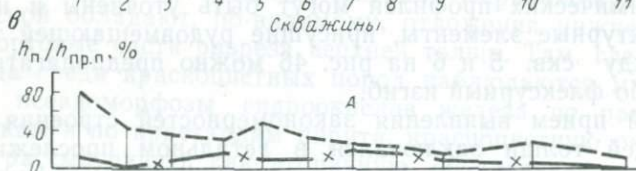
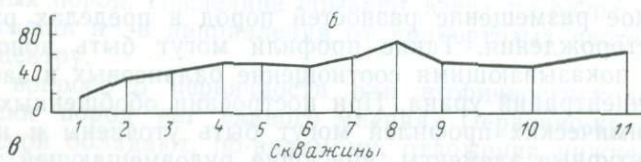
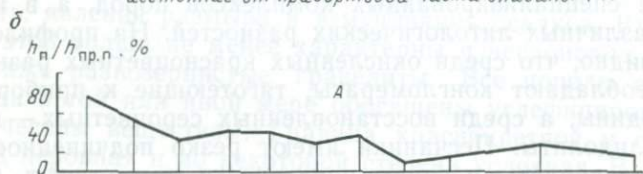
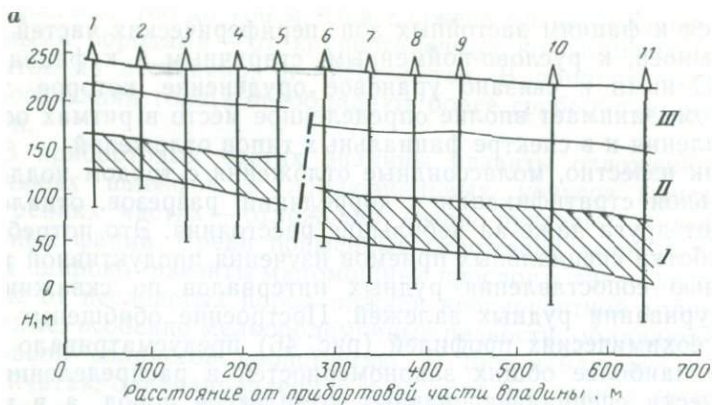
В вопросе о первичности или вторичности красноцветной окраски пород нет единого мнения. Первично-красноцветной окраской обладают, по-видимому, отложения нижней толщи и прибортовые части разреза верхней толщи. Там, где в зоне перехода среди красноцветных пород наблюдаются многочисленные псевдоморфозы гидроокислов железа по растительным остаткам и по кристаллам пирита, красноцветную окраску следует рассматривать как вторичную, обусловленную миграцией кислородсодержащих вод. К вторичной окраске следует отнести также зоны развития бурых и красных гидроокислов железа вдоль пластовых срывов и секущих тектонических нарушений.

Породы сероцветной толщи отличаются повсеместно повышенным содержанием урана. К ним приурочены и рудные тела. При этом наибольшей контрастностью отличаются руды, тяготеющие к зоне перехода сероцветных пород в красноцветные. В составе сероцветной толщи, относящейся к континентальной молассоидной формации, закономерно повторяются сочетания пород, соответствующие разным ритмам осадконакопления. В основании каждого ритма залегают наиболее грубообломочные породы, а в верхней его части — мелкообломочные, обогащенные органическим веществом. Некоторые из ритмов имеют

незавершенный характер, т. е. в них отсутствуют верхние элементы. Породы, заканчивающие ритмы осадконакопления, относятся к фациям застойных зон периферических частей конусов выноса, к руслово-пойменным, старичным и к фациям болот. С ними и связано урановое оруденение, которое, таким образом, занимает вполне определенное место в ритмах осадконакопления и в спектре фациальных типов отложений.

Как известно, молассоидные отложения с трудом поддаются детальной стратификации и корреляции разрезов, отдаленных друг от друга даже на небольшие расстояния. Это потребовало разработки специальных приемов изучения продуктивной толщи с целью сопоставления рудных интервалов по скважинам и оконтуривания рудных залежей. Построение обобщенных литолого-геохимических профилей (рис. 46) предусматривало выявление наиболее общих закономерностей в распределении геохимически специализированных комплексов пород, а в их составе и различных литологических разностей. На профиле (см. рис. 46) видно, что среди окисленных красноцветных разностей пород преобладают конгломераты, тяготеющие к прибортовой части впадины, а среди восстановленных сероцветных — гравелиты и хлидолиты. Песчаники имеют резко подчиненное значение, а алевролиты и глины практически отсутствуют. Серия подобно построенных профилей позволяет представить пространственное размещение разностей пород в пределах рудного поля месторождения. Такие профили могут быть дополнены данными, показывающими соотношение балансовых и забалансовых концентраций урана. При построении обобщенных литолого-геохимических профилей могут быть уточнены и некоторые структурные элементы, присущие рудовмещающей толще. Так, между скв. 5 и 6 на рис. 46 можно предполагать либо сброс, либо флексурный изгиб.

Другой прием выявления закономерностей строения рудовмещающей толщи заключался в детальном прослеживании по горным выработкам и по керну скважин типоморфных разностей пород и в установлении среди них маркирующих горизонтов, позволяющих проводить сопоставление рудных интервалов. Сопоставление и прослеживание отдельных ритмов продуктивной части разреза проводились и методом подсчета галек гранитоидов различного состава. Их соотношение на разных стратиграфических уровнях рудовмещающей толщи оказалось неодинаковым, что, очевидно, соответствовало вовлечению в процессы выветривания различных частей гранитных интрузий в обрамлении впадины. Изучение галечного материала, особенно обильного в нижних элементах ритмов, позволило выявить и ряд других закономерностей. Так, например, подмечена связь оруденения с составом обломочного материала рудовмещающих пород. На том участке впадины, который примыкает к выходам метаморфических пород, оруденение практически



отсутствует, несмотря на наличие здесь прочих благоприятных факторов (органическое вещество в отложениях застойных фацциальных зон и др.). В породах с обломочным материалом смешанного гранитоидно-метаморфического состава оруденение спорадическое и очень бедное. Рудонасыщенность разреза существенно увеличивается на участках, в пределах которых гальки гранитоидов интенсивно выветрелые и каолинизированные, т. е. являются продуктами разрушения древних кор выветривания. Гальки гранит-аплитов отличаются наиболее высоким содержанием урана по сравнению с другими разновидностями гранитоидов. Гранит-аплиты, по-видимому, являются фацией малых интрузий, с которой может быть связано гидротермальное урановое оруденение. Выходы гранитоидов на поверхность в современном обрамлении впадины располагаются гилсометрически на 500—1000 м выше залегания продуктивной толщи. Превышение области питания над областью аккумуляции сохранялось на протяжении 130—150 млн. лет, т. е. со времени начала формирования нижнемеловых отложений, обломочный материал которых представлен продуктами разрушения гранитоидов.

Приуроченность уранового оруденения к верхним элементам ритмов осадконакопления определяет в общем пластово-линзовидную форму рудных залежей и их кулисообразное залегание. Детальная документация в горных выработках позволяет выявить сложнولينзующийся характер строения продуктивной толщи. В хлидолитах и разнозернистых гравелитах периферических частей конусов выноса оруденение не имеет четких границ, распределено в породах в виде прихотливых пятен и полос (рис. 47).

Текстуры руд здесь отличаются контрастно-пятнистым размещением рудных концентраций, что обусловлено связью урана с углефицированным детритом и с коллоидно-дисперсным органическим веществом в цементе породы. При наличии неясно выраженной слоистости в этих породах оруденение тяготеет к прослойкам, в которых цементирующая масса преобладает. Нередко в хлидолитах встречаются катуны углисто-глинистого состава, периферические части которых интенсивно обогащены ураном. Для отложений веерного аллювия, отличающихся более четко выраженной слоистостью, характерны линзовидно-слоистые и пятнисто-слоистые текстуры руд. По наблюдениям в горных выработках рудные тела в отложениях этих фаций

Рис. 46. Обобщенный литолого-геохимический профиль.

a — опорные скважины профиля, по которым проведена корреляция разреза продуктивной пачки; *b* — отношения мощностей $h_{\text{п}}$ красноцветных (А) и сероцветных (Б) пород к мощности $h_{\text{пр. п}}$ продуктивной пачки; *в* — отношения мощностей $h_{\text{п}}$ различных типов пород: конгломератов (А), гравелитов и хлидолитов (Б), песчаников (В), их красноцветных и сероцветных разностей (в %) к мощности $h_{\text{пр. п}}$ продуктивной пачки. 1 — продуктивная пачка; 2 — предполагаемое разрывное нарушение; 3 — красноцветные разности пород; 4 — сероцветные разности пород; 5 — скважины; I—III — пачки пород

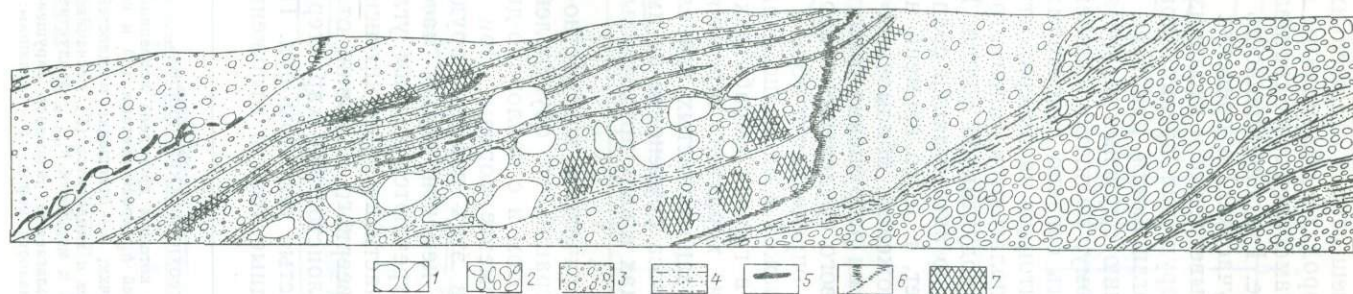


Рис. 47. Пятнистое и послойное распределения уранового оруденения в делювиально-пролювиальных и аллювиальных отложениях по данным документации горных выработок.

1 — глыбы и валуны гранитондов; 2 — конгломераты; 3 — хлидолиты с гальками гранитондов; 4 — алевропесчаники углистые; 5 — линзы углей; 6 — перемещенное гумусовое органическое вещество; 7 — урановое оруденение

имеют вытянутую лентообразную форму. Некоторые из прослоев углей в отложениях пойменных и болотных фаций также несут урановое оруденение.

Уран в рудах присутствует в виде тонкодисперсных окислов — настурана, урановой черни, а также в виде коффинита и уранорганических соединений. Среди сопутствующих минералов наиболее широким распространением пользуются сульфиды железа — пирит, мельниквит, местами встречается ильземанит

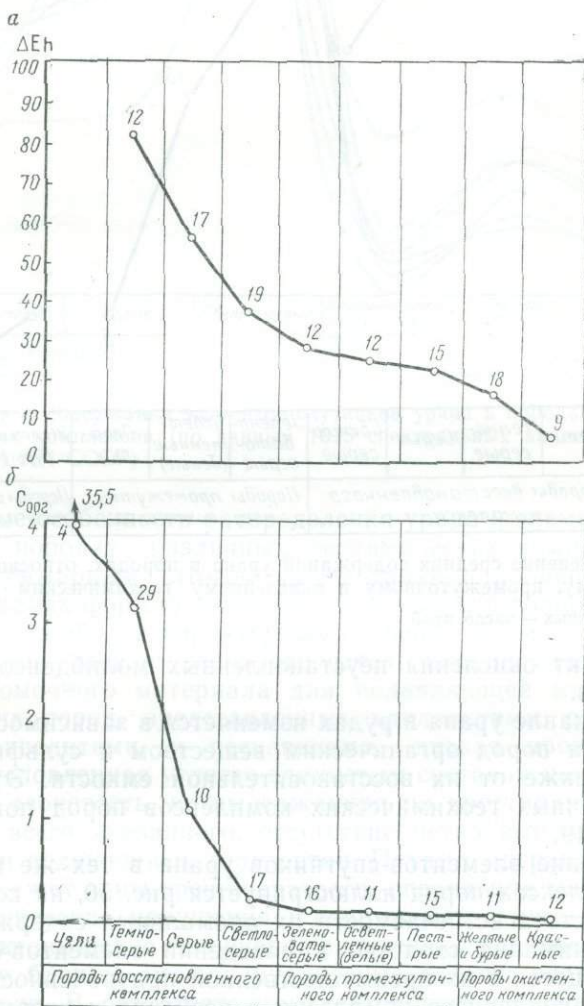


Рис. 48. Изменение восстановительной емкости (а) и содержания органического углерода (б) в породах различных геохимических комплексов.

Цифры на кривых — число проб

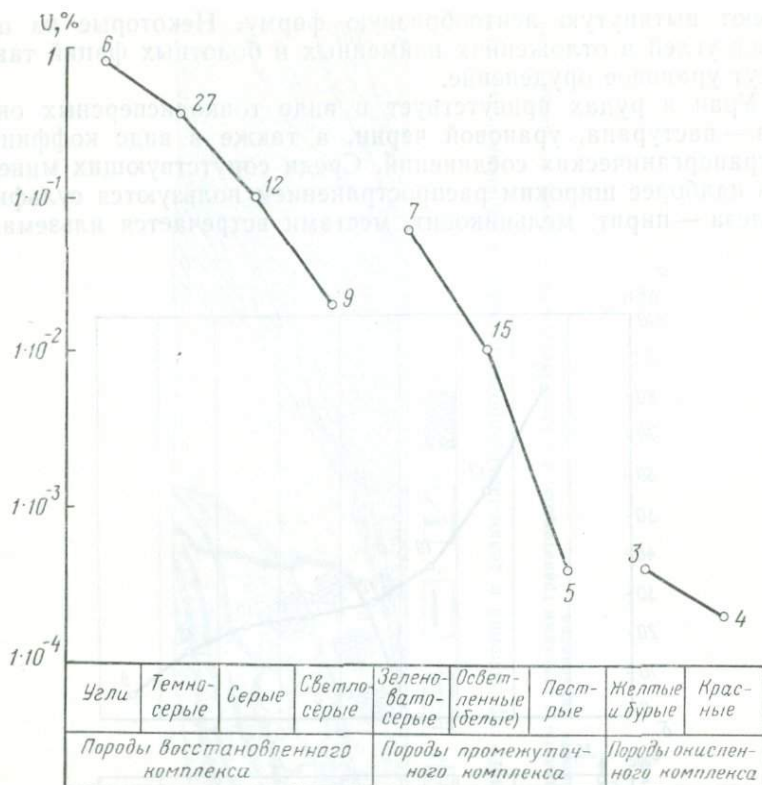


Рис. 49. Изменение средних содержаний урана в породах, относящихся к восстановленному, промежуточному и окисленному геохимическим комплексам.

Цифры на кривых — число проб

как продукт окисления неустановленных молибденсодержащих минералов.

Содержание урана в рудах изменяется в зависимости от обогащенности пород органическим веществом и сульфидами железа, а также от их восстановительной емкости. Эти данные для различных геохимических комплексов пород показаны на рис. 48 и 49.

Поведение элементов-спутников урана в тех же геохимических комплексах пород иллюстрируется рис. 50, на котором показана частота встречаемости их аномальных содержаний. Обращает внимание сходство в поведении элементов-спутников, проявляющееся в их преимущественной приуроченности к породам восстановленного комплекса и особенно к вторично осветленным породам на контакте сероцветов и красноцветов. Как и для многих других экзогенных урановых месторождений, наибольшее геохимическое сродство с ураном имеет молибден.

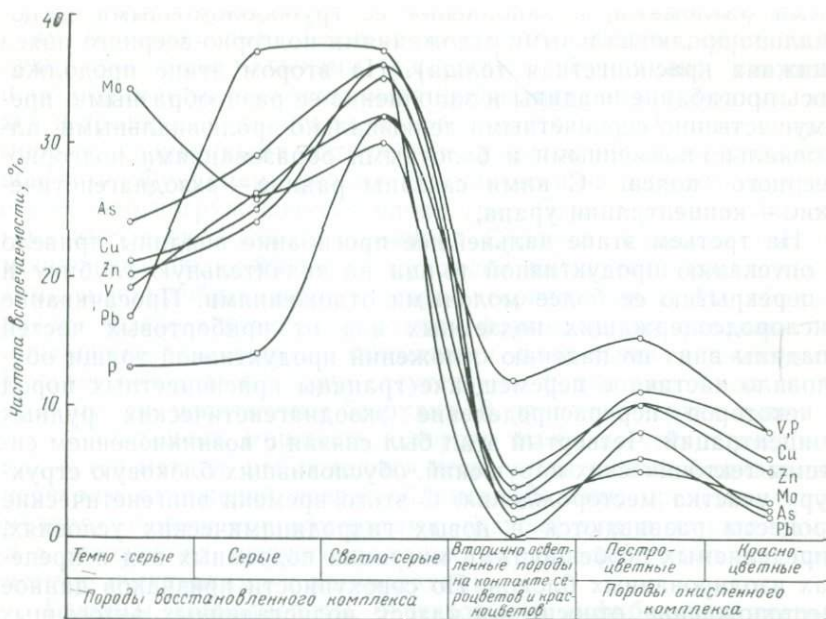


Рис. 50. Кривые содержания элементов-спутников урана в породах различных геохимических комплексов (по данным 1075 спектральных анализов, лаборатория ИГЕМ АН СССР)

Отмеченные особенности распределения урана и элементов-спутников в породах различных геохимических комплексов являются суммарным итогом их миграции и концентрации на разных стадиях формирования рудовмещающей толщи.

К числу наиболее характерных особенностей месторождений данного типа прежде всего относятся: плохая отсортированность обломочного материала для подавляющей массы рудовмещающих пород, представленных хлидолитами, разнозернистыми гравелитами и песчаниками, низкая проницаемость пород, обусловленная углисто-глинистым составом цемента, линзующая слоистость, не выдержанная по простиранию, и, как результат всего указанного, отсутствие четко выраженных водоносных и водоупорных горизонтов. Пути миграции подземных вод служат зоны трещиноватости, оперяющие многочисленные тектонические нарушения и сопряженные с ними послонные срывы. Тектонические нарушения расчленяют рудоносную толщу на систему блоков, смещая рудоносные залежи иногда на десятки метров. В результате этого тектонические блоки представляют собой относительно замкнутые гидродинамические системы.

В истории формирования данного месторождения намечается ряд последовательных этапов. Первый этап соответствовал времени образования впадины, ограниченной региональ-

ными разломами, и заполнения ее грубообломочными делювиально-пролювиальными отложениями подгорно-веерного пояса (нижняя красноцветная толща). На втором этапе продолжилось прогибание впадины и заполнение ее разнообразными, преимущественно сероцветными делювиально-пролювиальными, аллювиально-пойменными и болотными образованиями подгорно-веерного пояса. С ними связаны ранние — экзодиагенетические — концентрации урана.

На третьем этапе дальнейшее прогибание впадины привело к опусканию продуктивной толщи на значительную глубину и к перекрытию ее более молодыми отложениями. Просачивание кислородсодержащих подземных вод от прибортовых частей впадины вниз по падению отложений продуктивной толщи обусловило частичное перемещение границы красноцветных пород и некоторое перераспределение экзодиагенетических рудных концентраций. Четвертый этап был связан с возникновением системы тектонических нарушений, обусловивших блоковую структуру участка месторождения. С этого времени эпигенетические процессы развиваются в новых гидродинамических условиях, определяемых особенностями миграции подземных вод в пределах изолированных блоков. По совокупности признаков данное месторождение относится к классу полистадийных экзогенных месторождений урана.

Месторождения в мелкообломочных отложениях веерно-руслевой и застойной зон во впадинах орогенных областей

Район, в котором известны месторождения этого типа, расположен в пределах крупной жесткой глыбы, заключенной между двумя ветвями альпийского геосинклинального пояса. Глыба представляет собой структуру предпалеозойской консолидации, характеризующуюся устойчивым развитием восходящих движений на протяжении фанерозоя. Характерной чертой тектонического строения района является наличие двух структурных этажей. Нижний сложен гнейсами архея, протерозоя и в меньшей степени протерозойскими сланцами и мраморами, вмещающими крупные тела палеозойских гранитоидов. Верхний — кайнозойский структурный этаж представлен осадочными и эффузивными образованиями эрозионно-тектонических впадин, наложенных на консолидированный фундамент.

В развитии процесса автономной активизации выделяются две стадии. Первая стадия выразилась в образовании сводовых поднятий и межгорных впадин, сложенных молассоидами и эффузивами среднего и позднего палеогена. Вторая стадия активизации проявилась в создании наложенных депрессий, выполненных континентальными, часто угленосными молассоидами неогена.

Одно из месторождений данного типа приурочено к отложениям палеогена, выполняющим межгорную впадину, ограниченную субмеридиональными разломами. Фундамент впадины и ее обрамление сложены метаморфизованными породами архея и протерозоя: гнейсами, кристаллическими сланцами и мраморами, прорванными интрузиями гранитоидов более молодого возраста. Фундамент разбит тектоническими нарушениями на ступенчато погружающиеся блоки (рис. 51). Отложения палеогена имеют двучленное строение. Средний палеоген — эоцен мощностью около 800 м, представлен валунными конгломератами и конглобрекциями подгорно-веерного пояса. Их образование связано с начальным этапом формирования впадины, отличавшимся наиболее интенсивными блоковыми движениями. В отложениях этой толщи отсутствуют фации застойной зоны, поэтому она практически безрудна. В пределах верхнего палеогена — олигоцена, мощность которого также достигает нескольких сотен метров, наблюдаются четко выраженные фациальные переходы отложений веерно-обломочной зоны, представленной мелкогалечными конгломератами, гравелитами и хлидолитами, а в отложениях веерного аллювия — разнозернистыми косослоистыми песчаниками и алевролитами.

Граниты, гранодиориты, биотитовые и амфиболовые плагиогнейсы и мраморы, слагающие обрамление впадины, служили постоянными источниками минерального питания. Различная степень выветрелости крупных обломков и каолиновый цемент песчаников и алевролитов палеогена свидетельствуют о том, что разрушению подвергалась как кора выветривания, так и менее измененные породы обрамления.

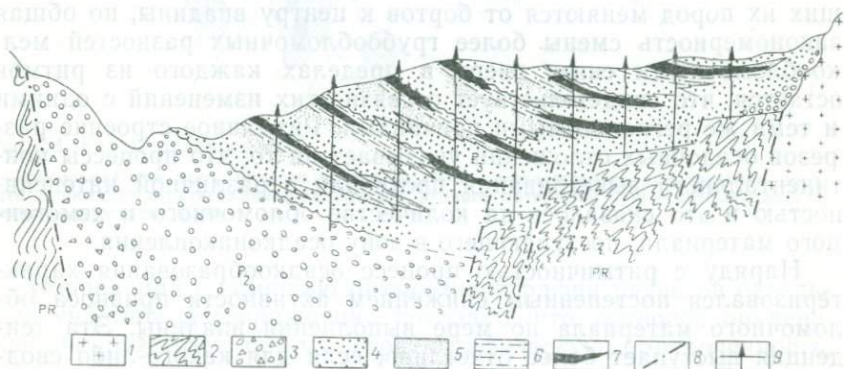


Рис. 51. Схематический геологический профиль через рудоносную часть впадины.

1 — граниты; 2 — гнейсы и сланцы протерозоя; 3 — валунные конгломераты и конглобрекции среднего палеогена; 4 — мелкогалечные конгломераты, гравелиты и хлидолиты верхнего палеогена; 5 — песчаники (фация веерного аллювия); 6 — алевролиты (фация веерного аллювия); 7 — рудоносные участки разреза; 8 — разрывные нарушения; 9 — структурные скважины

Таблица 10

Содержание урана
в гранитоидах обрамления впадины
(по данным радиохимических анализов)

Классы содержаний урана, %	Число проб	% проб
Менее 0,0003	10	10,6
От 0,0003 до 0,001	43	45,8
От 0,001 до 0,005	41	43,6
С у м м а	94	100,0

Радиохимические исследования образцов гранитоидов из современного обрамления впадины показывают, что эти породы отличаются высокими содержаниями урана (табл. 10) и, по-видимому, могут рассматриваться как вероятные источники этого металла.

Рудовмещающая толща обладает светло-серой окраской, присущей аркозам; глинистые прослои, обогащенные растительными остатками, более темные. Большие трудности при сопоставлении продуктивной части разреза верхней пачки по скважинам, удаленным даже на незначительные расстояния, обусловили необходимость применения в целях их корреляции ритмостратиграфического метода. При этом отчетливо выявилась крупная ритмичность разрезов, которая хорошо прослеживается на территории всей впадины и свидетельствует о единстве главных этапов ее развития. Мощность ритмов и характер слагающих их пород меняются от бортов к центру впадины, но общая закономерность смены более грубообломочных разностей мелкообломочными снизу вверх в пределах каждого из ритмов остается, что свидетельствует о связи этих изменений с одними и теми же региональными причинами. Ритмичное строение разрезов осадочных отложений указывает на то, что процессы континентального выветривания протекали с различной интенсивностью и это сказалось на количестве обломочного и хемогенного материала, поступающего в зону осадконакопления.

Наряду с ритмичностью процесс осадкообразования характеризовался постепенным снижением активности привноса обломочного материала по мере выполнения впадины. Эта тенденция выступает более отчетливо, если для какого-либо сводного разреза рассчитать процентное соотношение различных типов пород, слагающих каждый из осадочных ритмов. Результаты такой обработки показаны на рис. 52. Как видно из рис. 52, снизу вверх по разрезу значительно снижается роль конгломератов и начинают преобладать песчаники, а затем к ним добавляются алевриты и глины.

Рис. 52. Соотношение различных типов терригенных пород в седиментационных ритмах I—VI уранового месторождения.

а — конгломераты; б — гравеляты; в — песчаники; г — алевролиты; д — глины

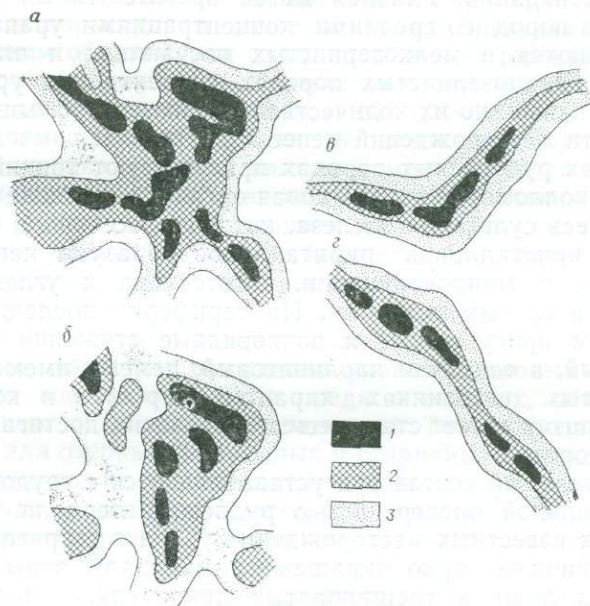
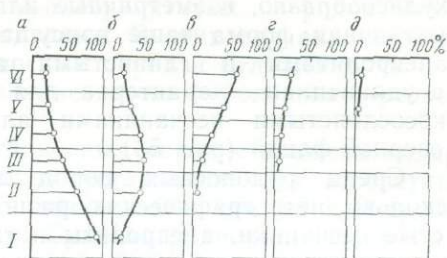


Рис. 53. Карты рудоносности.

а — суммарная для всего рудного интервала; б—г — соответственно для верхнего, среднего и нижнего стратиграфических уровней рудного интервала; 1—3 — убывающие значения содержания урана

Корреляция с помощью ритмостратиграфии разрезов отдельных участков месторождения показала, что урановое оруденение обнаруживает четкую стратиграфическую приуроченность, встречаясь только в верхнем палеогене — олигоцене. В пределах последнего, кроме того, выделяется несколько рудоносных интервалов, совпадающих с завершающими этапами крупных ритмов осадконакопления. Мощность рудных интервалов составляет 15—20 % от общей мощности ритмов. Как и в других экзогенных месторождениях, в каждом из интервалов выделяются пластово-линзовидные рудные тела, располагающиеся

кулисообразно, изометричные или удлиненные по форме. Изометричная форма чаще присуща рудным линзам, сложенным алевролитами и глинистыми алевролитами озерной фации, а удлиненная — характерна для рудных тел, представленных косослоистыми песчаниками аллювиальной или прибрежно-озерной фаций (рис. 53).

Среди рудоносных пород месторождения выделяется несколько петрографических разновидностей: гравелиты, разнозернистые песчаники, алевролиты и глинистые алевролиты. Однако не все они имеют одинаковое значение для формирования рудных концентраций. Главная масса промышленных руд извлекается из пород со средними концентрациями урана, которые располагаются в мелкозернистых песчаниках и алевролитах. В более крупнозернистых породах концентрации урана могут быть высокими, но их количественная роль в промышленной рудоносности месторождений менее значительна.

Во всех рудоносных породах присутствуют тонкий углистый детрит и колломорфная гумусовая органика, а также значительная примесь сульфидов железа, которые рассеяны в виде мельчайших кристалликов пирита либо образуют неправильные скопления и микроконкреции, тяготеющие к углефицированным растительным остаткам. По периферии последних наряду с пиритом присутствуют и почковидные стяжения марказита. Глинистый, в основном каолиновый, цемент, имеющий в грубозернистых песчаниках характер порового и контактного, в алевролитах может становиться базальным, достигая 30—40 % объема породы.

Минеральный состав руд устанавливается с трудом, что связано с сильной дисперсностью рудного материала. В отличие от многих известных месторождений урана в терригенных породах вторичные ярко окрашенные минералы зоны окисления встречаются лишь в трещиноватых приповерхностных участках месторождения. На глубине 20—30 м они полностью исчезают, и руды месторождения представлены здесь тонкорассеянными темноокрашенными минералами, которые трудно отделить от вмещающей породы и особенно от углефицированных растительных остатков. Распределение рудного материала выявляется с помощью радиографий. В горизонтально наложенных, чередующихся мелкозернистых песчаниках и глинистых алевролитах озерной фации видно слоисто-рассеянное или мелкогустое (в более крупнозернистых разновидностях) распределение оруденения, в аллювиальных песчаниках рудные компоненты иногда следуют косой слоистости. И в том и в другом случае они тяготеют к растительному детриту и сульфидам. В гравелитах оруденение связано с их песчаным и глинистым цементом, также несущим в себе органический материал, но хаотично расположенный.

Иногда в гравелитах, залегающих с размывом на рудонос-

ных тонкослоистых глинисто-алевролитовых породах, отмечаются катуны и гальки последних. В этих случаях, видимо, процессы литификации рудоносных пород и отложение покрывающих их гравелитов разделялись очень небольшим отрезком времени (рис. 54).

В некоторых образцах рудоносных пород с высоким содержанием урана под микроскопом устанавливаются агрегатные скопления урановых черней и почковидные стяжения гидронастурана размером 0,5—0,6 мм. Судя по радиохимическим анализам, в черниевых рудах, приуроченных к мелкозернистым песчаникам и алевролитам, коэффициент ($K_{р.р}$) радиоактивного равновесия варьирует в довольно узких пределах — от 83 до 120 %. Таким образом, эти руды практически равновесны. Спорадическое оруденение в гравелитах с гальками отличается обычно недостатком радия ($K_{р.р} = 40 \div 60 \%$).

В рудовмещающих породах месторождения частыми элементами-спутниками урана являются медь, ванадий, молибден, присутствующие, однако, в весьма небольших количествах. Спорадически обнаруживаются свинец, цинк, хром, галлий, германий и бериллий в содержаниях, близких к кларковым.

Приведенный выше материал свидетельствует о том, что время и условия фиксации урана на данном месторождении были неодинаковыми в разных типах пород.

Главным фактором осаждения урана из иловых вод являлась резко восстановительная среда в осадках, обогащенных растительным органическим веществом. Такая среда была характерна для озерных, пойменных и старичных отложений, которые развивались на значительной части впадины в конце каждого из ритмов осадкообразования. В косослоистых русловых песчаниках и в грубозернистых отложениях типа пролювия, естественно, условия сохранности органического материала были хуже.

Слоистые и рассеянные текстуры руд, наблюдающиеся в озерных и аллювиальных горизонтально наслоенных отложениях, свидетельствуют о весьма ранней диагенетической фиксации урана. С этим представлением вполне согласуются случаи нахождения переотложенных обломков тонкослоистых рудоносных пород (алевролитово-глинистых катунов и галек) в покрывающих практически безрудных гравелитах, которые являются начальными элементами новых осадочных ритмов. Обилие глинистого цемента и наличие алевролитово-глинистых прослоев в озерных и руслово-пойменных отложениях рудоносной части разреза препятствовали дальнейшему перераспределению рудного вещества. Для аллювиальных песчаников с углефицированным детритом характерна косослоистая текстура руд. Учитывая лучшую проницаемость этих пород, обусловленную меньшим содержанием глинистого цемента, можно предполагать, что уран накапливался в процессе миграции иловых и фильтрующихся пластовых вод. Вместе с тем низкое содержание урана в

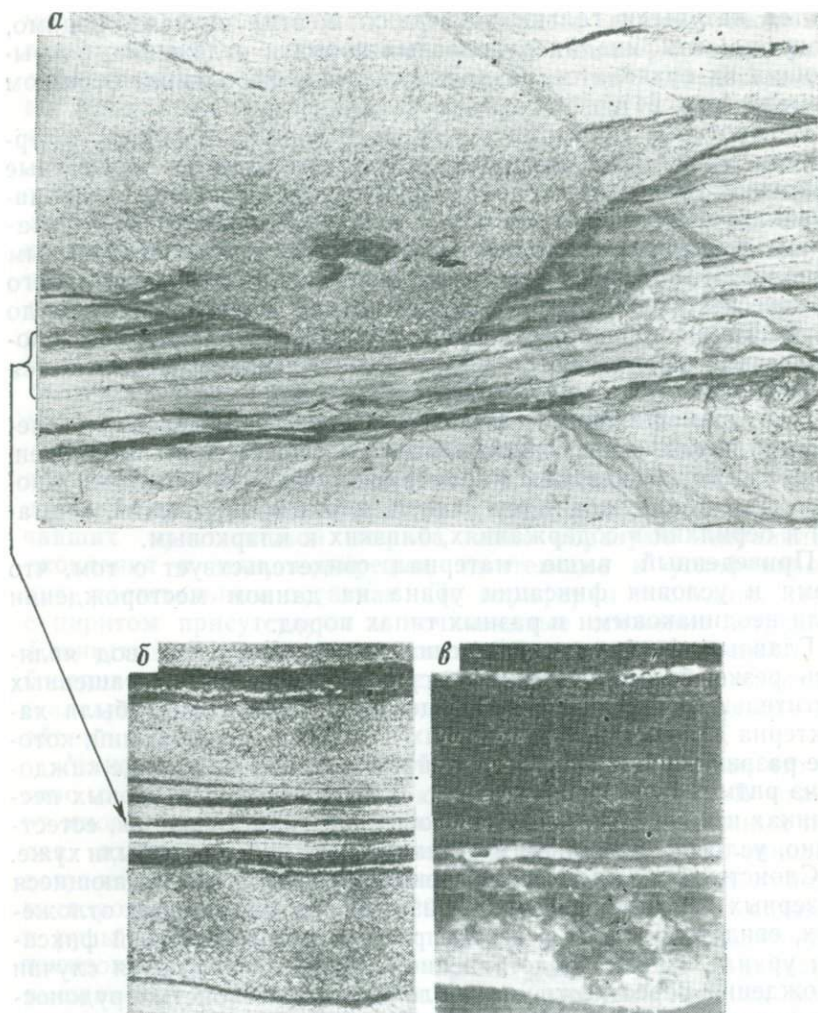


Рис. 54. Внутриформационный размыв (а) в тонкослонистых аллювиально-озерных алевролитах, выполненный грубозернистыми песчаниками — отложениями русла речного потока; фотография штуфа рудоносных аллювиально-озерных алевролитов (б) и их радиография (в)

современных подземных водах месторождения, вскрытых гидрогеологическими скважинами, дает основание считать, что такая инфильтрация существовала в основном вскоре после захоронения песчаных осадков.

В более грубозернистых породах — гравелитах и конгломератах, наиболее широко развитых в прибортовых участках депрессии и залегающих с наибольшими углами наклона, процесс

инфильтрации протекал и на еще более поздних стадиях литогенеза. Однако плохие условия сохранности в них органического материала и спорадическое размещение последнего привели к крайней неравномерности распределения рудных компонентов в этих породах. Концентрация их в отдельных случаях может быть высокой, но в общем балансе запасов месторождения этот тип руд не имеет большого значения. Смещение радиоактивного равновесия, отмечающееся в рудных телах, которые приурочены к этим породам, указывает на весьма позднее поступление части урана.

Таким образом, на рассматриваемом месторождении отчетливо выявляется зависимость генезиса рудных залежей от литологических особенностей вмещающих пород. Если для формирования рудных тел, связанных с мелкозернистыми озерными отложениями, решающее значение имела диагенетическая стадия, то рудные тела в косослоистых песчаниках и гравелитах являются представителями типичных полистадийных образований. Это приводит к существенным различиям в размерах и морфологии рудных тел и выдержанности в них оруденения.

*Месторождения в мелкообломочных отложениях
равнинно-долинного пояса областей
платформенного типа*

В процессе автономной активизации областей платформенного типа образуются впадины, отличающиеся значительными размерами, сравнительно небольшой мощностью осадочного чехла и преимущественным развитием отложений равнинно-долинного пояса, с которыми могут быть связаны различные типы экзогенных месторождений урана: диагенетические и экзодиагенетические, полистадийные и эпигенетические (инфильтрационные). Наиболее благоприятными для накопления урана здесь являются аллювиальные отложения — фации русел, стариц и пойменных озер. Рудоносные зоны в таких отложениях имеют форму узких полос и протягиваются нередко на десятки километров, повторяя очертания погребенных аллювиальных долин. Озерные отложения, занимающие центральные части обширных впадин, менее перспективны для образования рудных концентраций, поскольку большая часть урана обычно не достигает этих конечных водоемов стока.

В работах, опубликованных за последние 15—20 лет, описаны многие из урановых месторождений, приуроченных к руслово-пойменным образованиям. Однако лишь в редких случаях экзодиагенетическая природа их показана с достаточной убедительностью.

Многоэтапность экзодиагенетического уранового рудообразования отчетливо выявляется на примере месторождения, описанного ниже. Месторождение находится в пределах субплатформенной области, претерпевшей тектоническую активизацию

в кайнозой. Фундамент на площади месторождения, расположенный на глубинах 250—300 м от дневной поверхности, представлен двумя разновозрастными комплексами: архейскими биотитовыми гнейсами с редкими телами амфиболитов и залегающими на них с угловым и стратиграфическим несогласием песчаниками, алевролитами и известняками верхнего эоцена (рис. 55).

Продуктивные отложения неогенового возраста заполняют прибрежную аллювиальную долину. Они имеют горизонтальное залегание, достигают 10—50 м мощности, представлены серыми и зеленовато-серыми разномерными песчаниками с примесью гравия, прослоями алевролитов и глин. Породы в той или

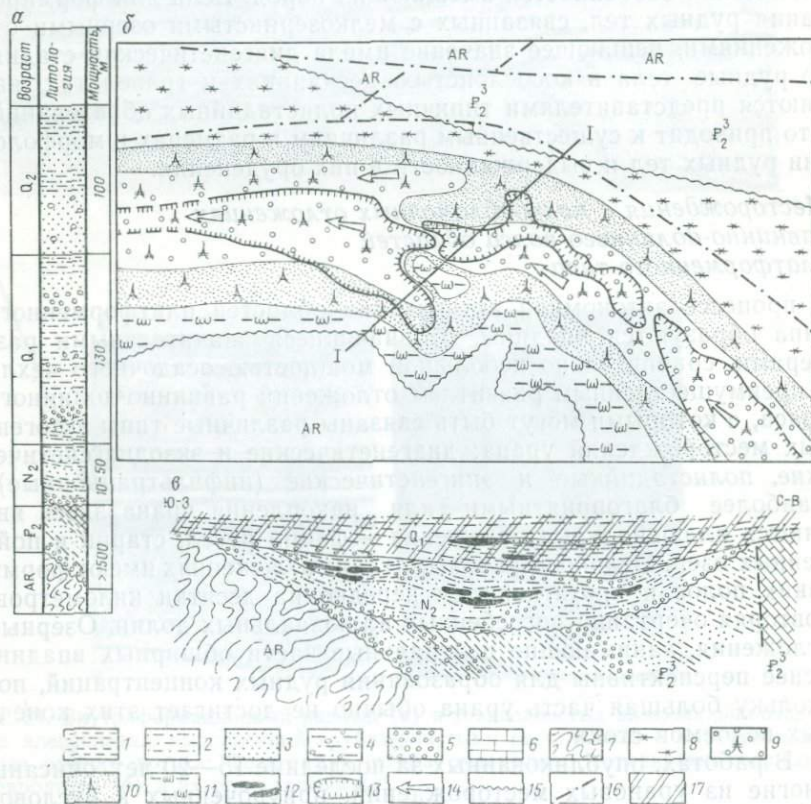


Рис. 55. Месторождение урана в русловых отложениях равнинно-долинного пояса (по В. А. Шумлянскому, 1979 г.).

a — стратиграфическая колонка района месторождения; *b* — фациально-палеогеографическая схема времени накопления рудоносных пород (плиоцен); *a* — схематический профиль по линии I—I; 1 — глины; 2 — алевролиты и песчаники глинистые; 3 — песчаники; 4 — глинисты; 5 — гравелиты и мелкогалечные конгломераты; 6 — известняки палеогена; 7 — метаморфические породы архея; 8 — мелкоземистая прирусловая зона; 9 — стержневая подзона русловой зоны; 10 — пристержневая подзона; 11 — пойменная зона; 12 — рудные тела; 13 — зоны рудоносности; 14 — направление палеотечений; 15 — граница распространения рудоносного горизонта; 16 — тектонические нарушения; 17 — окисленные породы

иной мере обогащены дисперсным органическим веществом и углистым детритом. На рудоносных отложениях согласно или с незначительным размывом залегают хлидолиты, глинистые песчаники и разнозернистые пески с галькой и прослоями алевролитов, относящиеся к плейстоцену и голоцену. Общая их мощность достигает 200—230 м. Различные оттенки бурой окраски четвертичных отложений характеризуют в числе других признаков субэральную обстановку их накопления.

В отложениях плиоцена отмечается несколько уровней оруденения с наиболее выдержанными рудными телами в кровле горизонта. Рудные тела имеют пластово-линзовидную форму, вытянуты вдоль полосы развития русловых отложений, а в разрезе располагаются кулисообразно. Переходы от рудоносных пород к безрудным весьма постепенные, и границы рудных залежей определяются бортовыми содержаниями урана. Тектурные особенности руд повторяют, как правило, текстуры вмещающих пород. Преобладают струйчатые, линзовидно-косослоистые и тонкогоризонтально-слоистые текстуры (рис. 56). Первые два типа текстур наиболее характерны для русловых отложений, последняя — для пойменных. Для песчаников с неясно выраженной слоистостью типична облачная текстура руд, обусловленная неравномерным распределением тонкодисперсного органического вещества. На отдельных участках месторождения обнаруживаются явления размыва кровли рудоносного горизонта, к которым приурочены мелкие рудные катуны и гальки. Отсутствие диагностируемых минералов урана в рудах позволяет предполагать его сорбцию органическим веществом или наличие уранорганических комплексных соединений.

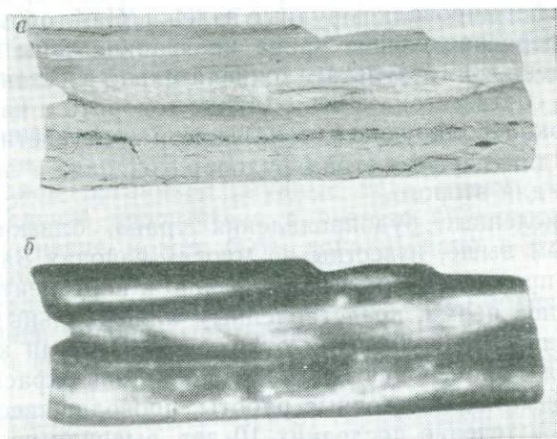


Рис. 56. Линзовидно-слоистая и струйчатая текстуры руд в алевролитах.

а — фотография штуфа; б — радиография

В кровле рудоносного горизонта месторождения на отдельных его участках встречаются линзы слаболимонитизированных пород, представляющие собой реликты некогда развитой здесь зоны поверхностного окисления. Сама природа экзодиагенетических процессов, которыми сформировано и данное месторождение, предполагает возможность чередования субаквальных и субаэральных обстановок осадкообразования. Противоречивость геохимических условий на границе двух таких разнородных сред обусловила как разрушение части рудных тел, так и образование более контрастного оруденения в кровле продуктивного горизонта. Подтверждением того, что зона поверхностного окисления развивалась еще в неогеновое время, служат постепенный переход продуктивных отложений в перекрывающую их толщу четвертичных хлидолитов и наличие в ее основании маломощных горизонтов сероцветных песчаников и алевролитов с бедным урановым оруденением.

Продуктивный горизонт месторождения, погребенный под мощной толщей малопроницаемых хлидолитов плейстоцена, находится в зоне замедленного водообмена. Напорные воды рудоносного горизонта имеют гидрокарбонатно-хлоридный, кальциево-натриевый состав и содержат небольшое количество сероводорода. Горизонтальное залегание пород продуктивного горизонта, не вскрытого эрозией, не способствовало развитию на месторождении зоны пластового окисления.

Таким образом, на рассматриваемом месторождении четко проявилась разноэтапность экзодиагенетического рудообразования. На первом этапе в результате сорбционных процессов и возникновения уранорганических комплексов в сероцветных отложениях сформировались рудные залежи. На втором этапе произошло перераспределение урана на границе зоны поверхностного окисления в результате окислительно-восстановительных реакций. В соответствии с этим можно говорить о наличии двух типов рудоконтролирующей зональности: диагенетической, характерной для первого этапа рудообразования, и экзодиагенетической — для второго.

Многочисленные рудопроявления урана, близкие по типу к описанным выше, известны во многих районах Западной Европы. Они приурочены преимущественно к континентальным породам нижней перми, представленным аллювиальными, старичными, озерными и болотными отложениями, среди которых перемежаются слои сероцветной и красноцветной окраски. Детальные поисковые и разведочные работы, проводившиеся особенно интенсивно в течение последних 10 лет, выявили среди них месторождения промышленного масштаба, эксплуатация которых в ряде случаев возможна методом подземного выщелачивания в связи с довольно высокой проницаемостью вмещающих пород

[18]. Выделяют [18] следующие провинции развития рудоносных нижнепермских пород.

1. Северная, или Субвариссийская, провинция охватывает часть Великобритании, северные районы ФРГ, Данию, Голландию и Бельгию. В нижней части пермских отложений здесь залегают конгломераты с вулканогенным материалом. В верхней части преобладают красноцветные псаммитовые отложения.

2. Центральная, или Вариссийская, провинция включает юго-запад Англии, Францию, центральную часть ФРГ и прилегающие с востока районы. Процесс осадконакопления здесь был непрерывным от позднего карбона до перми включительно. В нижней части разреза залегают серые или серовато-красные озерные отложения с прослоями известняков, углей и битуминозных глинистых сланцев; накопление их происходило в условиях межгорных впадин.

3. Южная провинция, или провинция Веррукано, охватывает Альпийский и Пеннинский бассейны. Она имеет много общего с Вариссийской провинцией. В основании ранней перми залегают конгломераты, сменяющиеся сероцветными и красноцветными озерно-речными отложениями. Неоднократные проявления вулканической деятельности привели к появлению прослоев вулканогенных и осадочно-вулканогенных пород.

В конце ранней перми севернее Вариссийских горных массивов накапливалась пачка тонкозернистых глинистых сланцев, весьма выдержанных по площади, известная под названием мансфельдских медистых сланцев. Эти темные породы, богатые органическим веществом, рассматриваются как морские образования и содержат специфический комплекс элементов — Cu, Pb, Zn, Ag, V, Mo, Ni, Co, U, свидетельствующий о резко-восстановительных условиях среды их формирования. Они являются объектом промышленной разработки ряда цветных металлов.

В континентальных пермских отложениях урановое оруденение всегда ассоциируется с растительным детритом, иногда с битумоидной органикой. Рудные тела имеют линзовидную форму. В случае присутствия в разрезе вулканогенных отложений оруденение может быть локализовано в их контактах с подстилающими терригенными породами.

В наиболее хорошо изученном бассейне Лодев Центральной Франции рудоносные горизонты приурочены в основном к русловым фациям, к пачке переслаивания песчаников, алевролитов и глин (около 50 прослоев) на тех участках, где окраска песчаников изменяется от серых тонов к красным [18]. Породы минерализованной зоны обладают линзовидной и кривой слоистостью, содержат обильные растительные остатки. Урановые минералы представлены карбураном и урановой смолкой. В большинстве случаев отмечается высокая корреляция

между содержаниями U и $C_{орг}$. Сопутствующими элементами являются V , Mo , Mn , Ba , Sr , Sn , As .

Оруденение многими авторами определяется как сингенетичное, т. е. одновременное с накоплением вмещающих пород и незначительным последующим перемещением по трещинам. Источником урана являлись гранитоиды Центрального Французского массива. В других районах (Родез, Брив, Блонзи и др.), тяготеющих также к этому массиву, отмечено, что помимо битуминозных глин и мелкозернистых песчаников оруденение встречается и в более грубозернистых песчаниках и конгломератах. Видимо, оно является несколько перемещенным. Концентрация оруденения и здесь наиболее высока в участках изменения окраски пород. Содержание урана обычно небольшое — от 0,04 — до 0,09 %, запасы составляют около 300—500 т [18].

В провинции Веррукано в Италии дополнительным источником урана считаются вулканогенные породы. Здесь известны небольшие месторождения с содержанием урана от 0,05 до 0,80 % и запасами около 100 т [18].

Судя по имеющимся описаниям, промышленные концентрации урана в раннепермских породах Европы возникли как вследствие седиментационно-диагенетических процессов, так и в результате экзодиагенеза. Последующее перераспределение рудных компонентов имело подчиненное значение. Концентрация урана в зоне смены окраски пород с красноцветной на сероцветную указывает на решающее влияние восстановительного геохимического барьера при просачивании урансодержащих вод через аллювиальные или озерные отложения. Восстановление и осаждение урана происходило в зонах взаимодействия с менее проницаемыми, обогащенными органическим веществом и поэтому темноокрашенными осадками.

Эпигенетические месторождения

Эпигенетические месторождения урана образуются в результате привноса этого элемента подземными водами в литифицированные осадочные породы. Воды могут быть пластовыми или трещинными, нисходящими в области инфильтрации и восходящими в зонах разгрузки напорных вод артезианских бассейнов. Благодаря их деятельности в породах осадочного чехла образуются или инфильтрационные месторождения, связанные с зонами пластового окисления, или анагенные, сформированные восходящими трещинно-жильными водами.

Классическим примером инфильтрационных месторождений урана многие исследователи считают широко известную ураноносную провинцию США — плато Колорадо. Эпигенетическими по отношению к вмещающим породам являются также месторождения штата Вайоминг и частично штата Дакота,

США, месторождение Нинге-Тоге в Японии, ряд месторождений СССР, Новой Зеландии, Аргентины и других стран. Несмотря на приуроченность в основном к обломочным разностям пород, отдельные месторождения даже в пределах единых тектонических регионов иногда довольно сильно отличаются друг от друга по форме и размеру рудных тел, по их взаимоотношению с вмещающими отложениями, структуре, минеральному составу, богатству руд. Поэтому существует большой разницей в представлениях об их генезисе.

Общими признаками месторождений являются:

1) приуроченность к различным по проницаемости обломочным породам — алевrolитам, песчаникам, гравелитам, конгломератам речного, озерного и прибрежно-морского происхождения;

2) ролловая, часто линзовидная или пластовая формы рудных тел, часто подчиненных слоистости вмещающих пород, но иногда и секущих ее;

3) характер урановой минерализации, которая обычно заполняет поры, импрегнирует или замещает цемент и часто связана с углефицированными растительными остатками и с тонкорассеянным органическим веществом.

Плато Колорадо многие исследователи называют жемчужиной урановой промышленности США. Разработка отдельных рудопроявлений началась здесь в 90-х годах прошлого столетия; добыча сильно увеличилась в 1910 г. после открытия радия, затем несколько снизилась в 1924 г. в связи с открытием богатых месторождений в Конго. Новый подъем геологопоисковых и разведочных работ в 1948 г. был вызван потребностями военной промышленности. К 1955 г. на плато было известно уже около 2000 месторождений. Многие из них оказались незначительными по масштабам, но в общем на них приходилось 88 % запасов урана США. На этом плато было открыто одно из крупнейших месторождений мира — Амброзия-Лейк, связанное, как предполагалось, с асфальтитами. Помимо месторождения Амброзия-Лейк запасами руд более 1 млн. т обладают месторождения Джек-Пайл, Монюмент-Валли, Уайт-Каньон, Лисбон-Валли, Ураванского рудного пояса и др. Вместе с тем имеется масса месторождений, запасы которых так невелики, что они разрабатываются кустарным способом. В настоящее время месторождения плато Колорадо и штата Вайоминг содержат более 90 % запасов урана США [19].

Плато Колорадо (рис. 57) располагается на территории штатов Колорадо, Юта, Аризона и Нью-Мексико, имеет в плане изометрическую слегка эллипсоидальную форму и размеры 690×720 км. Оно относится к горной системе Кордильер и является типичным сильно расчлененным высокогорным плато с преобладающими высотами 1800—2500 м; климат здесь континентальный, местами засушливый.

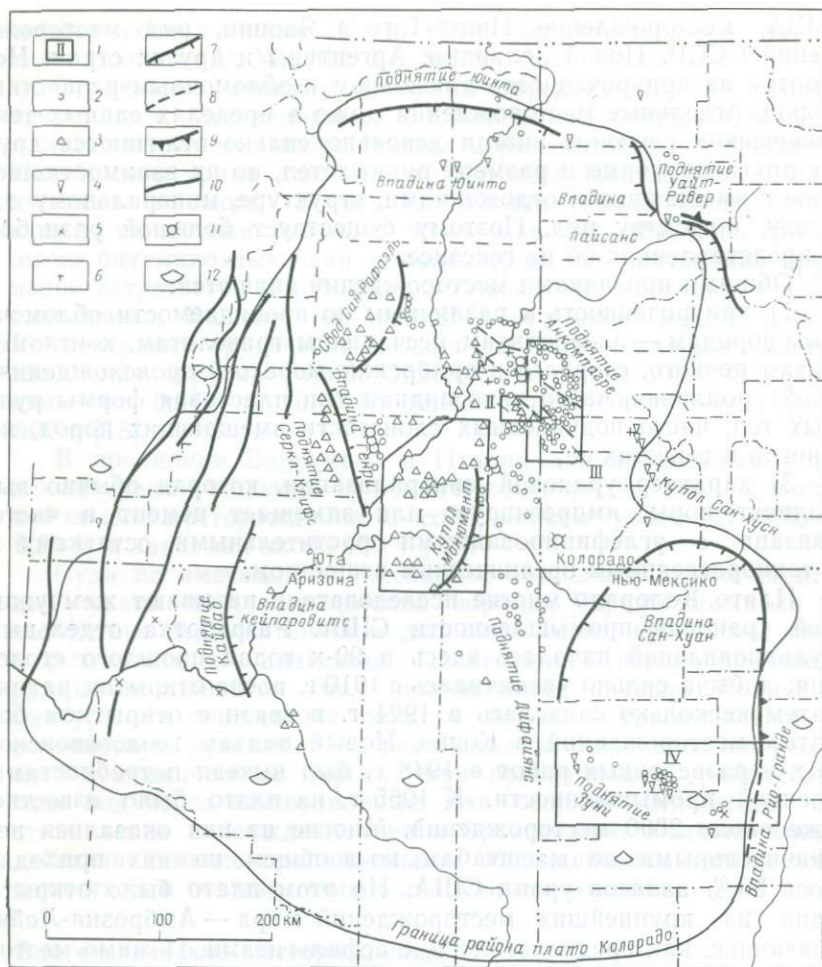


Рис. 57. Главнейшие урановые месторождения плато Колорадо [19].

1 — участки, занятые рудоносными территориями: I — Монумент-Валли — Уайт-Каньон, II — Лисбон-Валли, III — Ураванский рудный пояс, IV — поднятие Зуни (районы Грантс и Лагуна); 2—4 — урановые залежи, почти согласные с залеганием вмещающих пород, локализирующиеся: 2 — в формации Моррисон, 3 — в формации Чайл, 4 — в других формациях; 5, 6 — урановые залежи, не согласные с залеганием вмещающих пород: 5 — трубки обрушения, 6 — жилы; 7 — моноклиальная флексура с обозначением падения; 8 — ось соляной антиклинали; 9 — крутой взброс с обозначением поднятого крыла; 10 — сброс; 11 — «лакколитовые горы»; 12 — приблизительное расположение центра излияния на площади развития вулканических пород

В тектоническом отношении это срединный массив, отделившийся от Северо-Американской платформы, который окаймляется более молодыми складчатыми сооружениями Скалистых гор. Платформенный режим в его пределах установился в позднем палеозое, а по другим данным — даже в докембрии

и продолжался до позднемелового времени. В связи с проявлениями тектонических движений в соседней складчатой области осадочные породы, залегающие на плато, были смяты в пологие складки, амплитуда которых возрастает к его краевым частям. Сформировалось также несколько крупных антиклинальных поднятий, часть структур имеет солянокупольный характер. Постларамийские движения сопровождались внедрением интрузий монзонит-порфиров, которые имеют вид штоков и лакколитов, выделяющихся в рельефе, а также образованием потоков и покровов различных эффузивных пород. Довольно широко развиты дизъюнктивные нарушения типов сдвигов и сбросов.

Верхнекаменноугольные и пермские отложения слагаются известняками и соленосными образованиями. После их осаджения создались континентальные условия, господствовавшие на данной территории вплоть до позднего мела. От триаса до конца мела накопилась толща континентальных пород, мощность которой достигает в западной части плато около 300 м. Это преимущественно аллювиальные песчаные глины, глинистые сланцы и аргиллиты, часто красноцветные, с редкими горизонтами известняков озерного или мелководно-морского происхождения, в некоторых разрезах известны золотые песчаники. В нижней части триаса, налегающего несогласно на подстилающие палеозойские отложения, большое развитие получают конгломераты. В позднемеловое время площадь плато начала погружаться и была покрыта водами океанического бассейна, в котором накопились отложения мощностью 1500—1800 м. В конце кайнозоя вследствие поднятия, сопровождавшего палеоценовую складчатость, море регрессировало и в пределах плато остались лишь небольшие озера; в раннем миоцене плато было сильно приподнято и начался период интенсивной эрозии, обнажившей породы мезозоя.

Залегание пород между крупными поднятиями преимущественно спокойное (пологие углы падения), поэтому в глубоких каньонах прорезающих их ручьев и рек наблюдается специфическая для плато Колорадо картина чередования пластов сероцветных и красноцветных обломочных пород разных мощностей и зернистости, изобилующих своеобразными формами выветривания. Каньоны особенно многочисленны в северной и западной частях плато, где они достигают глубины 1800 м (Гранд-Каньон). Поскольку склоны их лишены растительности, такая обнаженность позволяет изучать разрезы мезозойских отложений самым детальным образом.

Обобщенная стратиграфическая схема мезозойских формаций района плато Колорадо с указанием примерных средних мощностей отдельных формаций и состава пород приведена в табл. 11.

Обобщенная стратиграфическая колонка мезозойских формаций района плато Колорадо [19]

Системы	Главные стратиграфические подразделения и их эквиваленты	Средние мощности формации (м) по штатам				Породы и генезис
		Юта	Аризона	Колорадо	Нью-Мексико	
Меловая	Группа Месаверде	1000	330	650	330	Континентальные и морские песчаники и сланцы
	Сланцы Манкос	1000	330	1000	330	Морские сланцы темного цвета
	Песчаники Дакота	35	35	35	35	Континентальные песчаники и сланцы
	Формация Берро-Каньон	70	0	0—70	35	Континентальные песчаники и аргиллиты
Юрская	Формация Моррисон, свита Браши-Бейсин, свита Солт-Уош	260	260	200	160	Континентальные песчаники и аргиллиты
	Песчаники Блафф и Джанкшен-Крик	0—100	0—20	0—70	35	Континентальные песчаники (эоловые)
	Формация Саммервилл	100	35	35	35	Прибрежно-морские сланцы
	Формация Кертис	70	0	0	0	Морские песчаники и сланцы
	Известняки Тодилто	0	0	0	5—35	Известняки и гипсы лагунного происхождения (?)
	Песчаники Энтрада	170	70	70	50	Континентальные песчаники (эоловые)
	Формация Кармел	130	0—35	0—35	0	Песчаники, сланцы, известняки и гипсы прибрежно-морские
Триасовая (?)	Песчаники Навахо	330	170	35	0	Континентальные песчаники (эоловые) (?)
	Формация Кайента	70	70	70	0	Континентальные песчаники
	Песчаники Уингейт	170	170	100	35	То же
	Формация Чайнл	230	330	170	330	Континентальные песчаники, сланцы, конгломераты
	Формация Моенкопи	200	130	170	330	Прибрежно-морские сланцы и песчаники
Пермская	Формация Катлер	330	330	330	330	Конгломераты, сланцы и аркозовые песчаники

Урановое оруденение было выявлено более чем в 30 горизонтах разреза; с 22 из них связана добыча урановых руд, однако основные рудоносные интервалы, на которые приходится 95—98 % извлекаемого урана, сосредоточены в позднеюрской формации Моррисон и в триасовой формации Чайнл. Формация Моррисон подразделяется на свиты Браши-Бейсин и Солт-Уош. Свита Браши-Бейсин сложена преимущественно глинистыми сланцами, содержащими бентонитовые глины, накопления вулканического пепла, линзы песчаников и конгломератов с подчиненными линзовидными прослоями карбонатных пород. В этих отложениях известны многочисленные находки динозавров. В карбонатных прослоях обнаружены мелководные моллюски и водоросли. Мощность свиты колеблется от 90 до 150 м.

Свита Солт-Уош представляет собой многократное переслаивание песчаников и сланцев. Песчаники разномзернистые, косослоистые, часто аркозовые, залегающие в форме линз мощностью 0,3—6,0 м среди глинисто-сланцевой толщи (аргиллиты). Именно с песчаниками связана большая часть рудопроявлений. Линзы песчаников образуют серии, общая мощность которых достигает 25 м. Генетически они представляют собой русловые отложения палеорек, меандрировавших по болотистой низине, которая периодически заливалась водами мелководного морского бассейна. В них содержатся многочисленные растительные остатки в виде обуглившейся и окремненной древесины, частично замещенной минералами урана и ванадия. Серая и зеленовато-серая окраска рудоносных горизонтов является первичной и указывает на восстановительные условия породообразования. Отмечено, что к одному из благоприятных признаков рудонакопления относится частая смена окислительных и восстановительных условий, выражающаяся в чередовании красноцветных и сероцветных пород разреза (глинистых, глинисто-алевролитовых, песчаных и песчано-гравелитовых). Различие в окраске пород обусловлено главным образом присутствием соединений железа разной степени окисленности, что связано с содержанием растительной органики. Мощность свиты меняется от 60 до 120 м.

Длительное время основная масса урановой руды в США добывалась из русловых отложений формации Моррисон. Открытие месторождений, приуроченных к формации Чайнл, уменьшило относительную роль формации Моррисон в общей добыче урановых руд, однако эти отложения до настоящего времени продолжают оставаться наиболее продуктивными.

Отдельные месторождения этой формации образуют рудный пояс, выделенный Р. Фишером и Л. Хильпертом еще в 1950 г. и названный ими Ураванским. Он протягивается из штата Колорадо в штат Юта в северо-северо-западном направлении на расстояние около 100 км. Рудные тела

многочисленных месторождений и рудопроявлений вскрываются здесь в поперечных эрозионных долинах (мезах). Наиболее богатые линзы приурочены к тем участкам разрезов, где наблюдается переслаивание песчаников с аргиллитами. Рудоносной породой являются мелкозернистые кварцевые и полевошпатово-кварцевые песчаники с обломками аргиллитов, кремнистых сланцев и углефицированными остатками растений. Цемент песчаников кальцитовый, местами железистый, глинистый, кремневый.

Оруденение представлено урановой смолкой (настураном), урановыми чернями, карнотитом, тюамунитом и ванадатами кальция. Рудные минералы находятся в цементе, замещают растительные остатки, в большинстве случаев они сильно окислены. Форма рудных тел сложная, это линзы мощностью до 1 м и более. Они протягиваются на несколько десятков метров в длину и достигают 25—30 м в поперечнике. Залегают кулисообразно друг относительно друга и чаще всего согласно с вмещающими породами, образуя также сложные мешкообразные и гнездообразные тела, секущие слоистость. Оруденение пластового характера связано обычно с песчаниками серого цвета, контактирующие с ними красноцветные породы безрудны.

В юго-восточной части плато Колорадо в формации Моррисон, в районе Грантс в стратиграфическом аналоге свиты Солт-Уош, песчаниках Пойзн-Каньон и в свите Уэстуотер-Каньон располагаются рудные залежи одного из крупнейших месторождений США — Амброзия-Лейк (рис. 58). В настоящее время в нем сосредоточена примерно половина запасов урана США. Месторождение находится в штате Нью-Мексико на северо-восточном склоне поднятия Зуни (см. рис. 57), в пределах сухой полупустынной долины длиной около 16 км, в которой поверхностные воды присутствуют только в периоды больших дождей. Урановая минерализация была здесь обнаружена в 1955 г. в континентальных верхнеюрских песчаниках формации Моррисон. Уже в 1957 г. в результате интенсивной разведки запасы месторождения оценивались в 115 000 т урана.

Ураноносные песчаники свиты Уэстуотер-Каньон подстилаются преимущественно красноцветной толщей пород свиты

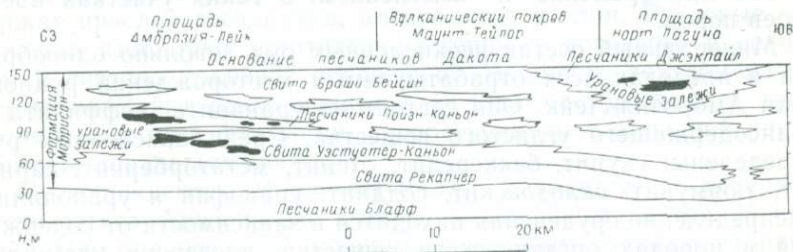


Рис. 58. Стратиграфический разрез района Грантс по линии Амброзия-Лейк — Норт-Лагуна [19]

Рекапчер, представленной песчаниками и аргиллитами мощностью 50 м. В верхней части красноцветной толщи появляются прослой слабосцементированных аркозовых песчаников с явно выраженной косою слоистостью и линзы конгломератов. Эти пестроцветные отложения с преобладающей серой и зеленой окраской пород относятся уже к рудоносному интервалу разреза (свита Уэстуотер-Каньон). Они включают также прослой грубозернистых песчаников и гравелитов, сложенных полуокатанными зернами кварца и полевого шпата с гранитной, аргиллитовой и яшмовой галькой. В верхней части рудоносного горизонта грубозернистые разности пород переслаиваются с глинами. В вышележащих отложениях свиты Браши-Бейсин (см. рис. 58) преобладают бентонитовые глины. Мощность пород свиты Уэстуотер-Каньон меняется от 30 до 150 м. Верхняя свита формации Моррисон — Браши-Бейсин сложена преимущественно глинами с линзовидными прослоями песчаников и алевролитами, иногда содержащими значительных размеров русловые врезы песчаников, гравелитов и глин, с которыми связаны рудные залежи (песчаники Джэкпайл). Мощность свиты Браши-Бейсин достигает 40—50 м. На юрские отложения формации Моррисон несогласно налегают песчаники позднего мела — формации Дакота.

Продуктивные ураноносные горизонты формации Моррисон принимают участие в строении ряда складок и куполовидных поднятий, осложняющих обширную моноклинал, простирающуюся с северо-запада на юго-восток. Рудные тела по величине и форме весьма разнообразны. В большинстве случаев это пластово-линзовидные рудные залежи, которые то сочетаются с напластованием пород, то секут слоистость и образуют рудные роллы. Мощность рудных тел варьирует от нескольких десятков сантиметров до 30 м. Некоторые из них протягиваются на многие десятки и первые сотни метров. Дизъюнктивные нарушения, разбивающие моноклинально залегающую рудоносную толщу, в большинстве своем пострудны. Вместе с тем кислородсодержащие пластовые воды приводят к выносу урана из интенсивно тектонически нарушенных участков, что сопровождается одновременно и изменением в таких участках цвета слоев пород.

Минеральный состав неокисленных руд довольно однообразен в пределах всех обрабатываемых месторождений рудного поля Амброзия-Лейк. Они состоят из уранинита, коффинита и урансодержащего углистого вещества. Среди окисленных руд определены: скупит, беккерелит, отенит, метаторбернит, карнит, тьюмунит, складовскит, соддиит, уранофан и уранопилит. Распределение оруденения находится в зависимости от содержания в породах органического вещества, дисперсно насыщающего цемент песчаников и встречающегося в виде углефицированного детрита. Роль битумной органики в концентрации урана

на месторождении Амброзия-Лейк не столь велика, как это считалось ранее [18]. Органическое вещество здесь нетипично для твердых нефтяных битумов и имеет в основном гумусовую природу, что подтверждается различными лабораторными исследованиями. В частности, инфракрасные спектры его стоят ближе к углям, чем к твердым продуктам окисления нефти.

Исследования последних лет указывают на то, что основные запасы урановых руд месторождения Амброзия-Лейк связаны преимущественно с органикой данного типа, что не позволяет относить его к уранобитумным месторождениям, как это было сделано на первом этапе изучения. В настоящее время на месторождении различают две стадии рудообразования: ранняя — диагенетическая, в течение которой формировались пластовые рудные залежи в осадках, обогащенных гумифицированным органическим веществом, и поздняя — эпигенетическая с образованием в литифицированных породах рудных роллов и выделений ураноносных битумов.

Другое крупное месторождение — Джекпайл — приурочено к песчаникам верхней части свиты Браши-Бейсин. Оно располагается на северо-восточном крыле поднятия Зуни в горной части плато Колорадо. До открытия месторождения Амброзия-Лейк оно было самым большим по запасам в этой провинции. Песчаник содержит глинистые включения, мелкие растительные остатки и минерализованные стволы деревьев. Рудные минералы здесь также представлены главным образом уранинитом, коффинитом, в меньшем количестве встречены тьюмунит, уранофан, отенит и шарпит. Рудные тела имеют пластообразную форму и залегают согласно со слоистостью пород; мощность их достигает 10—15 м, ширина и длина измеряются многими десятками метров. Запасы оцениваются в 15 млн. т руды, содержащей 0,16 % U_3O_8 . Содержание ванадия низкое.

Формация Чайнл, принадлежащая к триасу, по числу урановых месторождений и рудопроявлений сравнима с формацией Моррисон. Она сложена в нижней части главным образом конгломератами, которые часто выполняют русла древних потоков, врезающихся в нижележащие красноцветные песчано-глинистые отложения формации Моенкопи. Конгломераты содержат прослойки песчаников, алевролитов и глин. Русловые отложения изобилуют остатками растений, с которыми в основном и связано урановое оруденение. Мощность конгломератов формации Чайнл резко меняется. Рудные месторождения, приуроченные к этой формации, распространены в западной части плато Колорадо (см. рис. 57).

Месторождение Монюмент-Валли находится в северной части штата Аризона на южном окончании поднятия Монюмент. Оно приурочено к древним эрозионным каналам, ширина которых колеблется от 4,5 до 700 м, а глубина — от 3 до 21 м. Рудные минералы концентрируются в линзовидных прослоях

песчаников, содержащих растительные остатки и ископаемую древесину, которая замещена кремнеземом, урановыми и медными минералами. Урановая минерализация представлена главным образом тьюмунитом и карнотитом, но встречаются также неокисленные настуран-ванадиевые руды. Из окисленных минералов присутствуют: хьюэтит ($\text{CaH}_2\text{V}_6\text{O}_{17} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$), малахит, азурит, хризоколла, лимонит, ярозит, гипс и барит. Первичные медные руды состоят из халькопирита и халькозина. Среднее содержание меди здесь составляет 0,5 %, что отвечает промышленным требованиям к этому элементу. Рудоносные линзы имеют серую окраску, и вообще все породы, выполняющие древние русла, окрашены преимущественно в серый цвет, благодаря чему они хорошо выделяются на фоне коричневых и красноватых вмещающих аргиллитов, глин и алевролитов.

На западном склоне того же поднятия Монюмент располагается рудный район Уайт-Каньон с детально изученным месторождением Хэппи-Джек. Эрозионные долины русел здесь врезаются в подстилающие слои формации Моенкопи. Большая часть руды находится в нижней части канала (рис. 59). Благоприятными являются участки переслаивания аргиллита с песчаником; как и в других месторождениях, здесь присутствует много органических остатков. Состав руд весьма разнообразен. По данным Д. Грюнера, среди первичных минералов определены: настуран, халькопирит, борнит, халькозин, ковеллин, пирит, галенит, сфалерит и герсдорфит (NiAsS). Урановая смолка в виде тонкозернистых или колломорфных выделений вместе с халькопиритом замещает ткани древесины. В зоне окисления образуется еще более сложный комплекс вторичных урановых, медных, кобальтовых и других минералов.

Генезис урановых месторождений в песчаниках рассмотренных выше формаций различными исследователями трактуется по-разному. Существуют следующие основные гипотезы.

1. Уран концентрировался в процессе осадконакопления. Эта точка зрения развивалась в ранних работах Ф. Хесса,

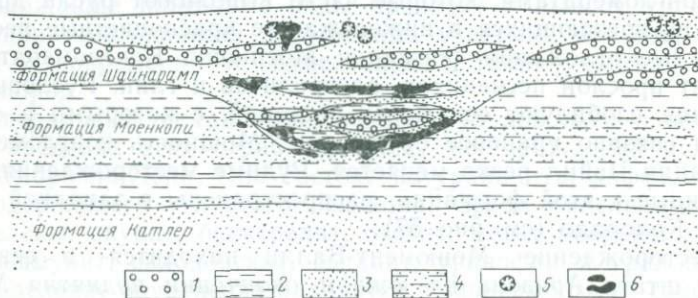


Рис. 59. Схема строения канала месторождения Хэппи-Джек [19].

1 — конгломераты; 2 — аргиллит; 3 — песчаники; 4 — алевролит; 5 — окремненные тела; 6 — руда

Р. Фишера, и других ученых, считавших, что источником урана в водах озер, рек и моря, когда оно распространялось на краевые участки плато, были разрушающиеся докембрийские коренные породы, среди которых имелись ураноносные пегматитовые жилы. Уран вместе с медью, серебром, железом и другими компонентами переходил в раствор по-видимому, в форме сульфатов. Эти металлы при соприкосновении с растительными остатками на дне бассейнов восстанавливались и приобретали нерастворимую минеральную форму. Таким образом уран, ванадий, медь и другие элементы накапливались одновременно с компонентами пород; в период диагенеза они могли несколько перетлагаться. Выделение урановых минералов в трещинах и жилах авторы этой гипотезы связывали с эпигенетическим перемещением, происходившим с помощью пластовых или более поздних гидротермальных растворов.

2. Уран концентрировался в результате инфильтрационных процессов. По мнению А. Батлера, движение вод могло быть не только нисходящим, но и восходящим (артезианские воды). Осаждению урана способствовали углистые остатки. Источником урана могли быть обломки урановых и урансодержащих минералов, принесенных с суши, полевые шпаты и слюды аркозовых песчаников, а также вулканогенные породы, принимающие участие в строении разрезов (бентониты и вулканические туфы триасового возраста). П. Проктер пришел к выводу, что из вулканических туфов могли выщелачиваться помимо урана медь и серебро, которые затем осаждались вместе с ураном и ванадием в песчаниках формации Чайнл. Большое значение перераспределению урана подземными водами придает также У. Вудманси, детально рассмотревший особенности их циркуляции в пределах конкретных месторождений плато Колорадо и соседних с ним штатов. Этот исследователь убедительно показал, какое большое влияние на движение вод, а следовательно, и на особенности образования рудных залежей оказывают структурные элементы — складчатые и дизъюнктивные дислокации.

3. Осаждение урана происходило из гидротермальных растворов. Странники этой гипотезы (Д. Эверхард, В. Мак-Келви и др.) считают, что уран приносился гипогенными растворами, поднимавшимися по многочисленным дизъюнктивным нарушениям, а затем локализовался в литологически благоприятных породах. Подтверждение правильности этих представлений некоторые исследователи видят в данных определения абсолютного возраста урановых минералов в месторождениях плато Колорадо. Оказалось, что возраст руд колеблется в интервале 60—70 млн. лет (т. е. примерно ларамийский), в то время как вмещающие породы формации Моррисон имеют возраст около 130 млн. лет, формации Чайнл — около 150 млн. лет.

Такие соотношения действительно свидетельствуют о наличии процессов рудообразования, гораздо более молодых, чем вмещающие породы. Однако аналогичная картина часто наблюдается и в типично экзогенных месторождениях без каких-либо следов гидротермальных проявлений. Разница в возрасте связана с эпигенетическим переотложением руд, но это переотложение может совершаться обычными пластовыми водами без участия гипогенных растворов.

Р. Гаррелс обращает внимание на то, что совершенно аналогичные рудопроявления в сходных по типу песчаниках наблюдаются и в других штатах (Вайоминг, Техас), где нет интрузий и не устанавливается связь залежей с нарушениями. В то же время четко выявляется приуроченность оруденения к породам определенного литолого-фациального облика. По мнению Р. Гаррелса, эти данные позволяют считать сомнительными представления о гидротермальном генезисе оруденения плато Колорадо.

Весьма интересен тот факт, что рудные минералы во многих месторождениях имеют довольно близкий возраст, соответствующий неоген-палеогену. Сторонники экзогенного рудообразования объясняют это тем, что в неоген-палеогене произошло поднятие территории, процессы складчатости в соседних районах привели к возникновению нарушений. Указанные явления оказали влияние на активизацию пластовых вод. Следует также иметь в виду, что мезозойские отложения в это время были перекрыты почти 2-км толщей третичных пород, и потому циркулирующие сквозь них воды были нагретыми, что, конечно, способствовало разложению туфогенных образований и полимиктового обломочного материала, выщелачиванию из них урана и других элементов и переотложению их в участках замедленной фильтрации, богатых органическими остатками.

Приведенный выше краткий обзор урановых месторождений плато Колорадо и выводы американских геологов об их генезисе показывают, что в этой уникальной уранорудной провинции существует, по-видимому, большое разнообразие генетических разновидностей урановых месторождений. С позиций принятой нами классификации, среди месторождений плато Колорадо можно найти немало примеров диагенетических, экзодиагенетических, полистадийных, а также полигенных месторождений, в которых глубинный источник урана был проявлен с достаточной очевидностью. В настоящее время большинство исследователей считают месторождения плато Колорадо в общем экзогенными с резко выраженными явлениями эпигенетического переотложения руд.

Примерно те же генетические концепции существуют по отношению к месторождениям штата Вайоминг, открытие большей части которых произошло в течение последних 10 лет. Главными рудоносными горизонтами здесь являются эоценовые

породы формаций Уинд-Ривер и Уосатч. Они представлены переслаивающимися аркозовыми песчаниками, аргиллитами, глинистыми сланцами с прослоями углей и лигнита. Источником обломочного материала являлись горные хребты, окружающие почти меридионально вытянутые впадины. Отложение его происходило в аллювиальных конусах, речных руслах, на низких пологих равнинах между реками. Прослой обломочных пород очень невыдержаны и коррелируются с трудом. Мощность рудовмещающих формаций также сильно колеблется — в центральных частях впадин она измеряется несколькими тысячами метров, к бортам происходит выклинивание многих пластов и пачек. Район расположения месторождений отличается длительной устойчивостью основных структурных элементов, благодаря чему палеовпадины Паудер-Ривер, Шерли, Уинд-Ривер и другие хорошо прослеживаются и в современном рельефе.

Рудоносные площади в основном располагаются в центральных частях этих депрессий или на их склонах. Рудные залежи обычно согласны со слоистостью вмещающих песчаников и алевролитов, многие имеют форму роллов. Их запасы колеблются от нескольких сотен до нескольких тысяч тонн руды со средним промышленным содержанием 0,24 % U_3O_8 [19].

Главными рудными минералами являются уранинит и коффинит. С ними ассоциируют пирит, марказит, нордизит и минералы селена. Выше уровня подземных вод развиты минералы окисного урана и уранованадаты, которые на ряде месторождений являются объектом промышленной разработки. В неокисленной первичной руде урановые минералы и сульфиды обволакивают обломочные зерна, выполняют интерстиции между ними и частично их замещают. В некоторых месторождениях они тесно связываются с обломками углефицированной древесины, но в большинстве случаев прямых соотношений между U и $C_{орг}$ не наблюдается.

К числу наиболее существенных различий месторождений Вайоминга от «песчаниковых» руд плато Колорадо относится преимущественно ролловая форма первых, причем эти роллы имеют очень большие размеры. Они обладают серповидной или С-образной формой, в поперечном сечении плоские, но протягивающиеся вкрест простирания пластов на протяжении нескольких километров. Крупные роллы имеют запасы руды в несколько сотен тысяч тонн с содержанием от нескольких сотых до 1 % U_3O_8 .

Другая особенность месторождений — относительно малое содержание в рудах ванадия. Отношение $V:U$ для руд Вайоминга в среднем равно 1,5:1,0, в то время как в рудах плато Колорадо оно достигает 15:1. Это сказывается на относительно небольшой распространенности урано-ванадатов в зоне окисления месторождений. Уран, не связанный ванадием, при окислении легко выщелачивается и вновь поступает в поверхностную

и подземную миграции. Поэтому многие исследователи считают, что рудные залежи Вайоминга часто переотложены, рецикличны.

Так же, как и для месторождений плато Колорадо, по поводу источника урана для ролловых залежей Вайоминга, являющихся явно эпигенетическими по отношению к вмещающим породам, высказываются разные точки зрения. Большая часть исследователей отвергает представление о глубинном (гипогенном) источнике рудоносных растворов и склоняется к гипергенной концентрации. Последняя наиболее детально обоснована для рудного района Хайленд на юге впадины Паудер-Ривер [19]. Здесь открыто несколько месторождений с запасами около 9 млн. т руды с содержанием 0,1—0,3 %, и в настоящее время происходит их активная промышленная разработка. Источником урана считается туфогенный и аркозовый материал, содержащийся во вмещающих песчаниках и перекрывающих породах. Богатые кислородом атмосферные воды, фильтровавшиеся вдоль палеорусел, унаследованных со времени палеогена и неогена, выщелачивали уран из значительно измененных выветриванием и диагенетическими процессами обломочных и вулканогенных частиц и, медленно просачиваясь вниз по падению долины, отлагали его на восстановительном геохимическом барьере. Такой барьер не всегда был обусловлен углефицированной древесиной; иногда восстановление происходило на контакте с болотными и озерными фациями осадков, богатых дорудным диагенетическим пиритом, который под воздействием ураноносных растворов замещался гетитом, переходившим впоследствии в гематит. Окислы железа придают красную окраску внутренней части роллов. Мощность их и обогащенность рудными компонентами находятся в прямой связи с длительностью процесса выщелачивания и отложения урана.

Отсюда следует, что устойчивость главных форм рельефа и направления подземного водотока являются в данном случае главнейшими факторами формирования рудных залежей. По-видимому, ролловые залежи Вайоминга следует относить к наиболее типичным эпигенетическим инфильтрационным месторождениям урана.

Анагенные месторождения урана, сформированные восходящими трещинно-жильными водами, в отличие от инфильтрационных располагаются не только в краевых частях артезианских бассейнов, но и во внутренних. Они часто связаны с тектонически ослабленными зонами погребенных купольных структур и соляных штоков. Изучение месторождений такого типа показало, что они могут формироваться и в красноцветных толщах, предварительно эпигенетически восстановленных эманулирующим воздействием углеводородов, нефти и газа. С этим процессом связано осветление красноцветов, частичный вынос железа и его восстановление с образованием силикатных и

сульфидных форм. Ураноносные растворы, поступающие в предварительно восстановленные породы, сбрасывают свое полезное содержание в наиболее восстановленных участках, особенно в местах скопления твердых битумов. Этим определяется также отнесение части месторождений данного типа к урано-битумным.

§ 21. УРАНО-БИТУМНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Урано-битумные месторождения установлены в пределах нефтегазоносных территорий. Они связаны не только с обломочными породами, но и с карбонатными толщами межгорных впадин, передовых прогибов, краевых частей платформ и срединных массивов. Для урано-битумных месторождений характерны в общем те же типы локальных структур, что и для нефтяных месторождений, но имеются и существенные различия. Нефтяные и газовые месторождения располагаются ближе к центральным, наиболее погруженным областям нефтеносных бассейнов, так как это необходимое условие для сохранения залежей нефти и газа. Урано-битумные месторождения тяготеют к приобортовым частям бассейнов, выведенных в зону интенсивного водообмена. Для локализации урано-битумных месторождений особенно благоприятны разрушенные эрозией раскрытые нефтегазоносные структуры.

Выше отмечалось, что сырая нефть и тем более нефтяные газы не способны концентрировать уран. В противоположность этому некоторые продукты окисления нефти — высокополимеризованные и сложные соединения, объединяемые общим названием «твердые битумы», могут концентрировать уран в значительных количествах. Твердые битумы имеют низкую плотность, характеризуются черным цветом, матовым или смолистым блеском, нередко раковистым изломом. Они, как правило, не растворяются в кислотах, щелочах и органических растворителях. Среди них различаются асфальтиты, кериты, оксикериты, антраколиты и др. Сравнительная характеристика различных классов битумоидов по их способности концентрировать уран показана на рис. 60. Окисление битумоидов в приповерхностных условиях приводит к существенному изменению их состава и свойств, а также к сближению с органическим веществом гумусового ряда. При этом существенно возрастает способность битумоидов к концентрации урана.

Окисление нефтей и их преобразование в полужидкие и твердые битумы наиболее интенсивно протекают в условиях дегазации разрушающихся нефтяных месторождений. Частичное окисление нефтей может происходить и благодаря жизнедеятельности бактерий. Наиболее устойчивы по отношению к бактериальным процессам ароматические углеводороды, которые поэтому накапливаются в остаточных продуктах. В результате

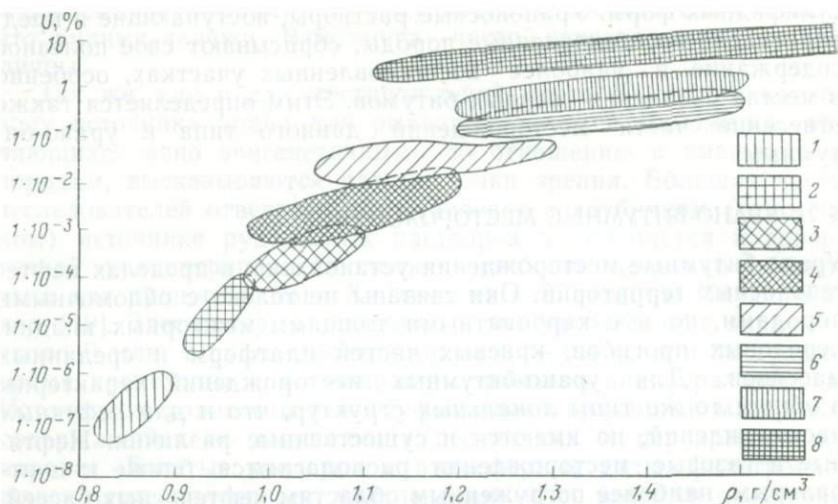


Рис. 60. Содержание урана в битумах различного типа.

1 — нефть из пластов нефтяных месторождений (глубина 600—1800 м); 2 — нефть из нефтяных источников; 3 — битумы жидкие, тягучие; 4 — битумы воскоподобные; 5 — битумы твердые коричнево-бурые; 6 — кериты коричнево-черные, полублестящие; 7 — кериты черные, блестящие; 8 — антракослиты

деятельности десульфурющих бактерий за счет сульфатов подземных вод генерируется сероводород, главным образом в зоне водонефтяного контакта. Основываясь на этом, Р. Рассел [15] считает, что ряд рудных концентраций на месторождениях Биг-Индиан-Уош и Сан-Рафаэл-Свел в штате Юта США связан именно с древними водогазонефтяными контактами ныне разрушенных нефтяных залежей.

Обогащение битумов ураном отмечалось не только в порых (песчаных) коллекторах, но и в трещинах, где битумы выполняют тонкие трещины, каверны и мелкие пустоты. А. И. Зубов [7] описал урансодержащие битумы в трещинах и кавернах известняков и доломитов, покрывающих нефтеносные девонские известняки. Битумы сопровождаются флюоритом, марказитом, реже галенитом. Основная часть урана в битумах сорбирована. В них был установлен также настуран. Уран и элементы-спутники были принесены подземными водами и отложены в зоне водонефтяного контакта в порах и трещинах пород. Некоторые исследователи считают источником урана не пластовые воды осадочных толщ, а гидротермальные растворы, полагая, что они не только приносили уран, но и оказывали одновременно радиохимическое и температурное воздействие, ускорявшее полимеризацию углеводородов. В асфальтитах уран присутствует главным образом в форме уранорганических комплексов; в меньшем количестве встречены тухолит, уранинит,

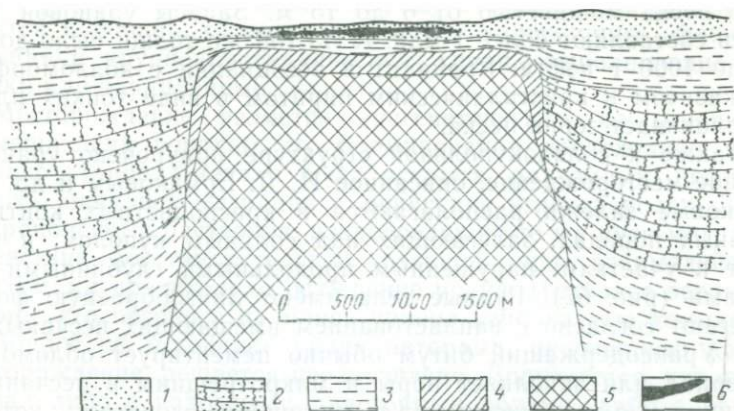


Рис. 61. Схематический поперечный геологический разрез соляного купола Палангана в штате Техас, США [15].

1 — пески; 2 — песчаники; 3 — глины; 4 — ангидриты; 5 — соль; 6 — урановая руда

коффинит и торит. В зоне окисления некоторых урано-битумных месторождений широко распространены различные уранованадаты. Из радиоактивных элементов и продуктов их распада известны: U, Th, Rn, Ra, He, Ar, а среди элементов-спутников — V, Ni, Co, Mo, Mn, Cr, Cu, Pb, Zn, As, Sb, F, Sn и др. Сульфиды Cu, Pb и Zn иногда дают довольно большие концентрации, достигающие промышленных значений, что объясняется осаждением этих металлов из окисленных сульфатных пластовых вод на контакте с битумами и сопутствующим последним сероводородом.

Известны случаи, когда промышленные скопления урана образуются не в непосредственном контакте с нефтью и битумами, а в породах, которые практически лишены битумов, но расположены над нефтяными или газовыми залежами. Эти скопления обусловлены восстанавливающим влиянием легких газовых эманаций, поднимающихся вверх. Пути их отчетливо выявляются в тех случаях, когда нефтяные залежи перекрыты красноцветными породами. Красноцветы над залежами нефти и газа приобретают серую или серовато-зеленую окраску, что связано с восстановлением окисных соединений железа до закисных [5, 8]. Процессы восстановительного эпигенеза красноцветов предшествуют концентрации урана в породах. Урановое оруденение такого типа известно в песчаниках нефтяного поля Ланс-Крик штата Вайоминг, на месторождении Семент штата Оклахома, США, и др.

Месторождение Палангана (рис. 61), расположенное в штате Техас, США, приурочено к соляному штоку диаметром более 3 км. В надкупольной части структуры на глубине 120—150 м в алеволито-глинистой пачке залегают линзы уранонос-

ного песка мощностью от 6 до 15 м. Запасы урановой руды здесь составляют более 1 млн. т. Из той же толщи было добыто около 1000 т нефти. Уранинит в ассоциации с колломорфным марказитом и кристаллическим пиритом в виде тонких пленок обволакивает зерна песка.

Также к солянокупольной структуре приурочено урано-битумное месторождение, описанное И. Д. Ермаковым и др. [17]. Урановые залежи располагаются в красноцветных континентальных породах, залегающих над соляным куполом, и тяготеют к участкам, нарушенным продольными глубинными разломами (рис. 62). Рудные тела имеют линзообразную форму, залегают согласно с напластованием вмещающих песчаных пород. Ураносодержащий битум обычно цементирует обломочный материал или заполняет поры и микротрещины в песчаниках. Подчиненное значение имеют тела, секущие слоистость, которые локализованы вдоль разломов.

Уран концентрируется в основном в черных нерастворимых битумах, близких по составу к оксикериту. Их элементарный состав следующий: углерод — около 80 %, водород — менее 6 %, азот и кислород — 16—18 %, сера — 4—5 %; зольность — 5—11 %. В золе установлены Si, Fe, Al, Na и U с суммарным содержанием около 1 %. В меньшем количестве уран обнаружен в темно-коричневых нерастворимых в хлороформе битумах, связанных с черными битумами постепенными переходами. Исследователи этого месторождения полагают, что цветные битумы полимеризуются и переходят в черные, более твердые и содержащие больше кислорода под влиянием наложенной урановой минерализации, ускоряющей окисление. Из собственных минералов урана обнаружены только мелковкрапленные в черных битумах настуран и коффинит; настуран иногда ассоциируется со скоплениями сульфидов железа в битумном цементе песчаника. Допускается наличие ураноорганических соединений.

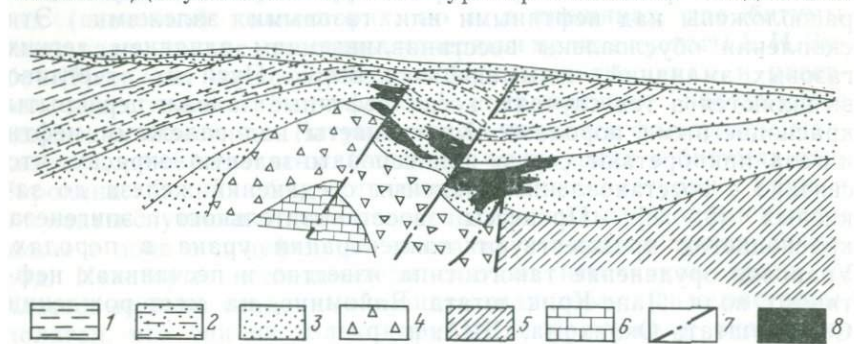


Рис. 62. Геологический профиль месторождения ураносодержащих твердых битумов над куполом соляного штока [8].

1 — глины; 2 — глины и песчаники; 3 — песчаники; 4 — брекчи соляного штока; 5 — соляной шток; 6 — известняки; 7 — разрывные нарушения; 8 — рудные залежи

К пострудной минерализации наряду с сульфидами железа относятся киноварь, галенит, сфалерит, халькопирит, флюорит, кальцит и крупнокристаллический кварц, выполняющие прожилки или вкрапленные.

Месторождение является эпигенетическим по отношению к вмещающим породам, его формирование происходило в несколько этапов. Сначала была вскрыта разломами нефтяная залежь, начались миграция и окисление углеводородов. Затем из ураноносных растворов, наследовавших те же пути миграции, вследствие восстановительных реакций при взаимодействии с битумами происходило осаждение урана. Наиболее вероятной формой его переноса являлись уранил-карбонатные комплексы.

Вопрос об источнике урана авторами, описавшими данное месторождение, решается неоднозначно. Допускается, что он поступал либо с вадозными пластовыми водами, либо с водами магматогенного происхождения.

Известны также промышленные скопления ураноносных битумов в своеобразных структурах обрушения, представляющих собой крупные карстовые воронки, заполненные брекчией. Такое строение имеет месторождение Темпл-Маунтин в США [19]. Ураноносные твердые битумы встречены здесь на протяжении 300—400 м по вертикали в воронке на своде купола Сан-Рафаэль. Они выполняют трещины и цементируют брекчии, образуя сложные жилы тела. Предполагается, что вначале по трещинам поднималась нефть, а после ее окисления на твердые битумы накладывались урансодержащие подземные кислородные воды.

§ 22. МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНА В УГЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЯХ

Типизация урановых месторождений в угленосных формациях может быть осуществлена на материале сравнительного изучения наиболее молодых — палеоген-неогеновых угленосных бассейнов и их современных аналогов — четвертичных торфяников и угленосных формаций более древнего возраста — мезозойских и палеозойских, в которых угли уже несут первые признаки метаморфизма. Ниже приводится характеристика ряда ураноугольных месторождений в отложениях угленосных формаций различного возраста, приуроченных к разным геоструктурным элементам земной коры [7].

Многие генетические вопросы для урано-угольных месторождений палеоген-неогенового возраста, не претерпевших существенной тектонической перестройки и не потерявших пространственной связи с источниками питания, решаются достаточно определенно. Примером может служить группа месторождений, расположенных в пределах жесткого срединного массива, который в верхнем палеозое был полностью консолидирован и в дальнейшем развивался как часть обширной эпипалеозойской

платформы. Фундамент этой области, сложенный палеозойскими гранитами, имеет блоковое строение. Участки опущенных тектонических блоков и эрозионные впадины выполнены неогеновыми эффузивно-осадочными и угленосными отложениями, с которыми связано урановое и редкометальное (Ge, Be, As) оруденение. Накоплению неогеновых отложений предшествовал длительный перерыв в осадконакоплении, в результате чего на гранитах сформировалась мощная каолиновая кора выветривания. Участок одного из месторождений представляет собой глубоко и несимметрично опущенный тектонический блок, примыкающий к крупному региональному разлому. Другие месторождения этой группы располагаются в краевых частях пологих эрозионных впадин (рис. 63).

Неогеновые и более молодые отложения разделяются на четыре комплекса. Снизу вверх на неровной поверхности выветрелых и каолинизированных гранитов залегают:

1) пролювиально-делювиальный комплекс, представленный переотложенными продуктами коры выветривания — обломками гранитов, хлидолитами и гравелитами с белым каолиновым цементом, аркозовыми песками и каолиновыми глинами;

2) продуктивный комплекс осадочных и эффузивно-осадочных

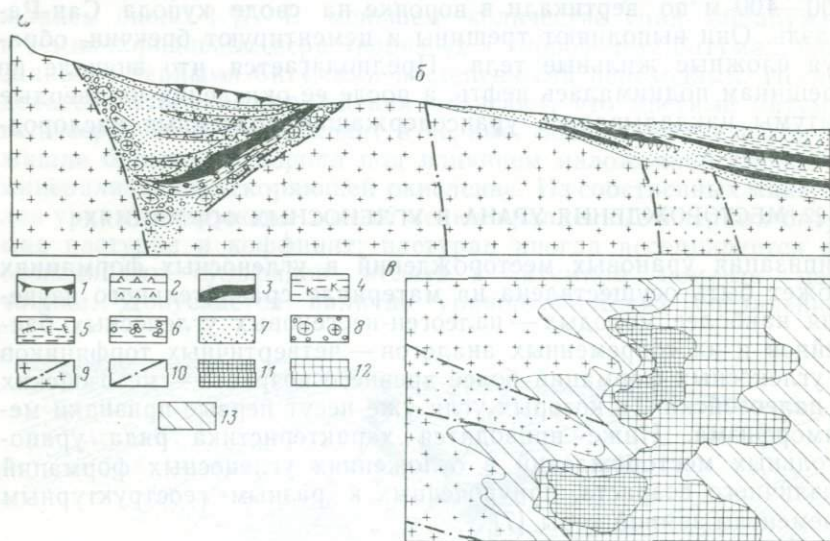


Рис. 63. Урано-угольные месторождения в третичных континентальных вулканогенно-осадочных отложениях.

a, б — геологический профиль через впадины соответственно тектонического и эрозионного происхождения; *в* — размещение рудных залежей в краевой части эрозионной впадины; 1 — торфяники четвертичного возраста; 2—8 — третичные отложения: 2 — туффы, туфопесчаники, туфоглины, 3 — бурые угли и лигниты, 4 — глины каолиновые, 5 — глины сапропелитовые, 6 — глины озерные с растительными остатками, 7 — песчаники и гравелиты, 8 — гальки и глыбы гранитов; 9 — палеозойские гранитоиды разных фаз магматизма; 10 — разрывные нарушения; 11, 12 — убывающие значения концентраций урана в пределах рудных залежей; 13 — породы с кларковым содержанием урана

озерно-болотных отложений, который включает углистые и сапропелитовые глины, озерные ленточные глины, бурые угли, лигниты, туффиты с углистым детритом и монтмориллонитовые туфоглины;

3) комплекс пирокластических и эффузивно-осадочных пород производных базальтовой магмы — туфов и туффитов с примесями разрушенного гранитного материала;

4) древнечетвертичные и современные отложения — красные делювиальные глины с обломками гранитов и базальтов, торфяники.

В тектонических впадинах в отличие от эрозионных третичные отложения характеризуются большей грубостью обломков, худшей их сортировкой, значительной мощностью и крутыми углами падения. При неоднократном повторении в стратиграфическом разрезе угольных слоев или углистых пород наиболее богатое урановое оруденение связано, как правило, с нижним слоем, залегающим ближе к гранитному фундаменту.

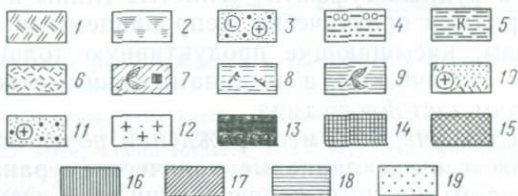
Рудные тела в эрозионных впадинах локализируются в пределах ложбин в гранитном фундаменте. Связь их с рельефом фундамента очевидна, а фациальный состав пород свидетельствует о том, что такие ложбины в палеоген-неогеновое время представляли собой пониженные заболоченные участки ландшафта. Пласты бурых углей и других пород постепенно погружаются от бортов впадин к центральной их части. Рудные тела составляют лишь незначительную часть площади продуктивных пластов и тяготеют к прибортовым участкам палеодолин. Форма рудных тел пластовая или пластово-линзовидная с довольно сложной конфигурацией в плане (см. рис. 63).

Промышленное урановое оруденение прослежено от выходов на поверхность или под наносы (в краевых частях впадин) до глубины 100—150 м. Наиболее богатое оруденение локализуется на глубине до 50 м от поверхности. В сторону погружения пластов рудные тела не имеют четких границ, и забалансовые или вышекларковые концентрации урана прослеживаются на значительные расстояния.

Пласты рудных углей в месторождениях данной группы залегают, как правило, в малопроницаемых породах: глинах, туфоглинах, хлидолитах с монтмориллонитовым и каолинитовым цементом, а рудные туффиты, углистые глины и сами угли являются породами практически непроницаемыми. Поэтому подземные воды, насыщающие продуктивную толщу, отличаются в основном статическим, а не динамическим режимом и относятся к водам застойного типа.

В пределах участков месторождений почти все породы разреза содержат вышекларковые количества урана и бериллия, тогда как промышленные концентрации этих элементов и повышенные содержания ряда других (As, Cr, W, Zr, Y, Mo, Zп, Pb, V) приурочены к породам, существенно обогащенным гумусовым

Лито- логия	Номер пачки	Классы концентраций урана			Число проб		
		0	50	100%			
	IX 5,8		54,9	23,5	5,8 17		
	VIII 15,0		32,0	12,0	35,0	4,0 25	
	VII 0,6		36,8	54,4	8,2	158	
	VI	17,1		65,8	17,1	275	
	V 1,5		26,7	57,0	14,8	270	
	IV 0,2	24,6	9,9	30,8	29,9	14,2	1752
	III 3,6		64,7	31,0	0,7	139	
	II 7,4		75,7	15,1	1,6	66	
	I 3,8	6,0	37,5	42,9	9,8	347	
		1,6	45,9	50,0	2,5	122	



веществом, т. е. к бурым углям, лигнитам, углистым глинам, углистым туффитам и торфам.

Распределение содержаний урана в разрезе третичных угленосных отложений показано на рис. 64. Обращает внимание необычно высокое содержание урана в гранитах, подстилающих породы угленосной толщи. В половине проанализированных проб гранитов оно превышает 0,001 %, а максимальные содержания в единичных пробах достигают 0,01—0,03 %. Различия в литологическом составе и в условиях формирования пород отдельных пачек, составляющих разрез угленосной толщи, предопределили соотношение в них классов концентраций урана. Наибольшее число классов и максимальные концентрации урана характерны для лигнитов и торфяников. В меньшей мере это относится к пачке гранитного делювия (см. рис. 64, пачка I), представленного хлидолитами с глыбами гранитов и с примесью туфогенного материала в верхней части. Указанные породы имеют каолинитовый цемент и содержат включения углистого детрита. Таким образом, органическое вещество во всех случаях выступает как главный концентратор урана.

Из сравнительного анализа данных об ураноносности торфяников и лигнитов можно сделать следующие выводы:

1) меньшая дифференциация по классам содержаний урана в торфяниках по сравнению с лигнитами объясняется, по-видимому, их более молодым возрастом и меньшей степенью преобразования гумусового органического вещества;

2) общее более высокое содержание урана в лигнитах связано с интенсивным его поступлением в торфяное болото палеоген-неогенового возраста на раннем этапе формирования тектонической впадины, когда в ее пределы сгружались значительные массы продуктов гранитной коры выветривания.

Из сравнения тех же данных по другим пачкам (см. рис. 64, пачки I, IV, VI) разреза угленосной толщи и по гранитам можно заключить об определяющей роли последних, как источнике урана. Породы пачки IV, сложенные преимущественно туфогенным материалом основного состава, отличаются наиболее низкими концентрациями урана.

При значительном разнообразии элементов-спутников урана в рудах месторождений минеральный состав неокисленных руд очень беден. Редкие находки урановых черней и настурана известны лишь в тонких трещинах лигнитов. Большая часть урана, а также его главные спутники — бериллий и германий —

Рис. 64. Распределение урана в разрезе третичных угленосных отложений.

1 — почвенный слой; 2 — торфяники; 3 — песчаники и гравелиты с глыбами гранита и базальта; 4 — хлидолиты; 5 — глины каолинитовые; 6 — туффиты; 7 — бурые угли (лигниты); 8 — глины сапропелитовые; 9 — глины озерные с растительными остатками; 10 — туфы, туфопесчаники с глыбами гранитов; 11 — гравелиты с глыбами гранитов; 12 — кора выветривания гранитов; 13—19 — убывающие значения содержания урана; цифры показывают процентные соотношения классов концентрации урана

входят в состав металлоорганических комплексов. Об этом свидетельствуют данные химических определений урана, бериллия и германия в пробах углей различной зольности. Бериллий и германий полностью, а уран в значительной мере связаны с органическим веществом углей, а не с их зольной частью. Кроме того, уран в высокозольных углях входит в состав собственных минералов (урановые черни и настуран).

Наличие урана в составе главным образом уранорганических комплексов предопределило характер рудных текстур. На радиографиях рудных штуфов в плоскостях, перпендикулярных к слоистости, проявлена линзовидно-слоистая текстура с размытыми контурами рудных слоев. В плоскости наслоения фиксируется пятнисто-облачная текстура.

Коэффициент радиоактивного равновесия $K_{p,r}$ в ураноносных торфяниках и лигнитах различен. В четвертичных торфяниках его значения в большинстве случаев не превышают 20 %, что объясняется молодым геологическим возрастом уранового оруденения. Некоторое повышение $K_{p,r}$ в пробах с низким содержанием урана характерно для глинистых разностей торфов, что связано с сорбцией радия глинистыми компонентами. В лигнитах величина $K_{p,r}$ изменяется в широких пределах — от 60 до 180 %, а в отдельных пробах она достигает и более высоких значений. Характерно, что в богатых рудах значение $K_{p,r}$ обычно ниже 80 %, в рядовых — приближается к 100 %, а в бедных — превышает 100 %. Такая закономерность в изменении коэффициента $K_{p,r}$ типична для большинства экзогенных урановых месторождений. Она определяется полистадийной природой высоких рудных концентраций, возникающих при эпигенетическом перераспределении более бедных первично-диagenетических руд.

Зона поверхностного окисления на месторождениях слабо выражена и простирается на незначительную глубину. В верхней части этой зоны угли разрыхлены до землистой массы, участками загипсованы. Ниже они сильно трещиноваты. По трещинам развиваются гипс (селенит), ярозит и гидроксилы железа. В редких случаях наблюдаются такие вторичные минералы урана, как отенит, торбернит и др. Зона пластового окисления на данных месторождениях практически не развита, так как в составе продуктивной толщи отсутствуют водоносные горизонты, а впадины характеризуются, как отмечалось выше, застойным режимом подземных вод.

Совокупность выявленных фактов позволяет связывать источник урана и других рудных элементов с гранитоидами фундамента и относить рассматриваемые месторождения по условиям их образования к классу экзодиагенетических месторождений. Это означает, что рудные концентрации возникли еще в стадию торфообразования и последующее эпигенетическое их перераспределение было незначительным по своим масштабам.

Другая группа урано-угольных месторождений приурочена к угленосной толще более древнего возраста — юрской. Одно из месторождений расположено в пределах грабен-синклинальной впадины, ограниченной крупными тектоническими нарушениями. Северный борт впадины сложен каледонскими гранитоидами, а южный — интенсивно дислоцированными породами палеозоя. Впадина выполнена юрской континентальной угленосной толщей, залегающей на размытой и выветрелой поверхности интенсивно дислоцированных красноцветных отложений палеозоя. Юрские породы смяты в складки второго и третьего порядков, которые осложняют крылья грабен-синклинали. Местами юрские отложения перекрываются мощной толщей третичных крупногалечных конгломератов и четвертичными пролювиальными образованиями. Вдоль северного борта впадины протягиваются крупные нарушения надвигового типа, которые разбивают юрскую толщу на несколько тектонических блоков. По северному нарушению, ограничивающему впадину, гранитоиды надвинуты на породы юры (рис. 65).

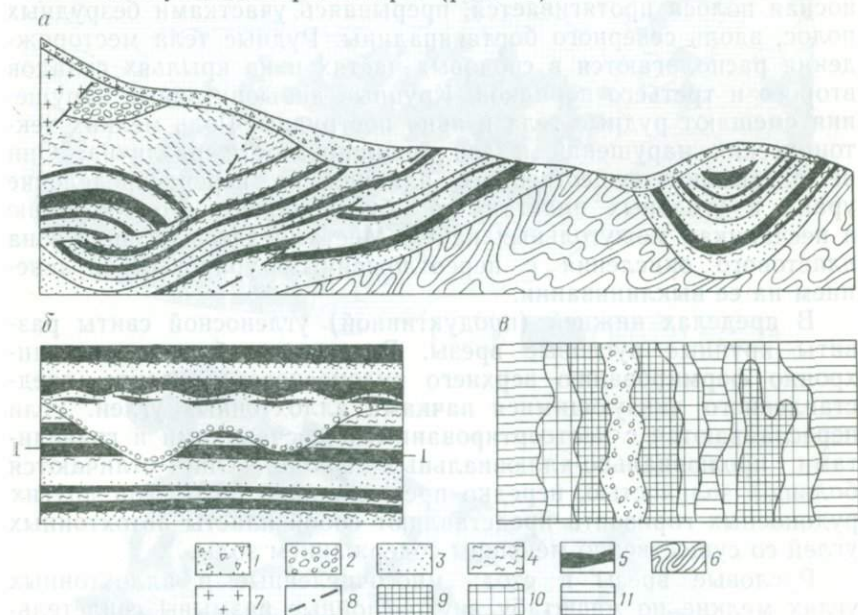


Рис. 65. Урано-угольные месторождения в нижнеюрских континентальных отложениях (по Э. А. Некрасовой с дополнениями).

a — геологический профиль; *б* — поперечное сечение руслового вреза в продуктивной части нижней угленосной свиты; *в* — сечение 1—1 (на *б*) урано-угольного пласта в плоскости наложения; 1 — четвертичные отложения (брекчии осыпей и конусов выноса); 2 — третичные конгломераты; нижнеюрские отложения: 3 — песчаники и гравелиты, 4 — алевролиты и глины, 5 — угли; 6 — интенсивно дислоцированные красноцветы палеозоя; 7 — гранитоиды протерозоя; 8 — разрывные нарушения типа надвигов; 9, 10 — убывающие значения концентрации урана в пределах рудных залежей; 11 — породы с кларковым содержанием урана

Юрская угленосная толща, мощность которой достигает нескольких сотен метров, разделяется на три свиты. Нижняя и верхняя свиты представлены дельтово-озерными, речными и болотными образованиями и вмещают каждая до десяти угольных пластов. Угольные пласты перемежаются с косослоистыми грубозернистыми песчаниками, гравелитами, алевролитами и глинами. Средняя безугольная свита сложена дельтово-озерными глинами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. По степени метаморфизма угли месторождения относятся к переходным разностям от бурых к каменным. Промышленное урановое оруденение локализуется в четырех из восьми угольных пластов нижней свиты. Местами оно также приурочено и к песчаникам, разделяющим рудоносные угольные пласты. Отложения средней безугольной и верхней угленосной свит безрудны. Таким образом, урановое оруденение сосредоточено в довольно узком стратиграфическом интервале.

Площадь рудоносной зоны значительно меньше общей площади распространения юрских угленосных отложений. Рудоносная полоса протягивается, прерываясь участками безрудных полос, вдоль северного борта впадины. Рудные тела месторождения располагаются в сводовых частях и на крыльях складок второго и третьего порядков. Крупные дизъюнктивные нарушения смещают рудные тела и явно пострудны. Роль мелких тектонических нарушений и зон трещиноватости различна. Они не оказывают существенного влияния на перераспределение урана в угольных пластах, но обуславливают его миграцию в песчаниках межугольных пачек. Местами здесь развита зона пластового окисления с переотложенным урановым оруденением на ее выклинивании.

В пределах нижней (продуктивной) угленосной свиты развиты крупные русловые врезы. Время их образования синхронно формированию верхнего рудоносного горизонта, представленного линзующимися пачками аллохтонных углей. Угли переслаиваются с неотсортированными песчаниками и гравелитами пролювиально-аллювиальных фаций. Они отличаются большой зольностью, нередко превышающей 50%. Три других рудоносных горизонта представляют собой пласты автохтонных углей со существенно меньшим содержанием золы.

Русловые врезы и столь многочисленные в аллохтонных углях мелкие по масштабу внутрислойные размывы свидетельствуют об интенсивной аллювиальной деятельности, обусловленной оживлением тектонических движений. Этот временной интервал характеризовался расширением водосборной площади и приносом большого количества терригенного материала поверхностными водотоками в заболоченную долину. Крупными русловыми врезами были вскрыты погребенные залежи сильноуплотненных торфов. С периодом тектонической активизации региона и связан, по-видимому, интенсивный привнос урана

с обширной водосборной площади в заболоченные впадины. В верхней безрудной угленосной свите русловые врезы отсутствуют. Поэтому русловые врезы могут рассматриваться как один из косвенных поисковых признаков уранового оруденения в юрских угленосных формациях данного региона.

Урановое оруденение в аллохтонных углях верхнего рудоносного горизонта распространено на большой площади, а рудные тела повторяют форму угольных прослоев и линз. Такой пластово-линзовидный характер размещения оруденения виден на погоризонтном плане верхнего рудоносного пласта (рис. 66). В нижних рудоносных горизонтах, сложенных автохтонными углями, наиболее высокие концентрации урана тяготеют к прибортовым участкам русловых врезов. Этим объясняется несколько своеобразное размещение рудных концентраций на

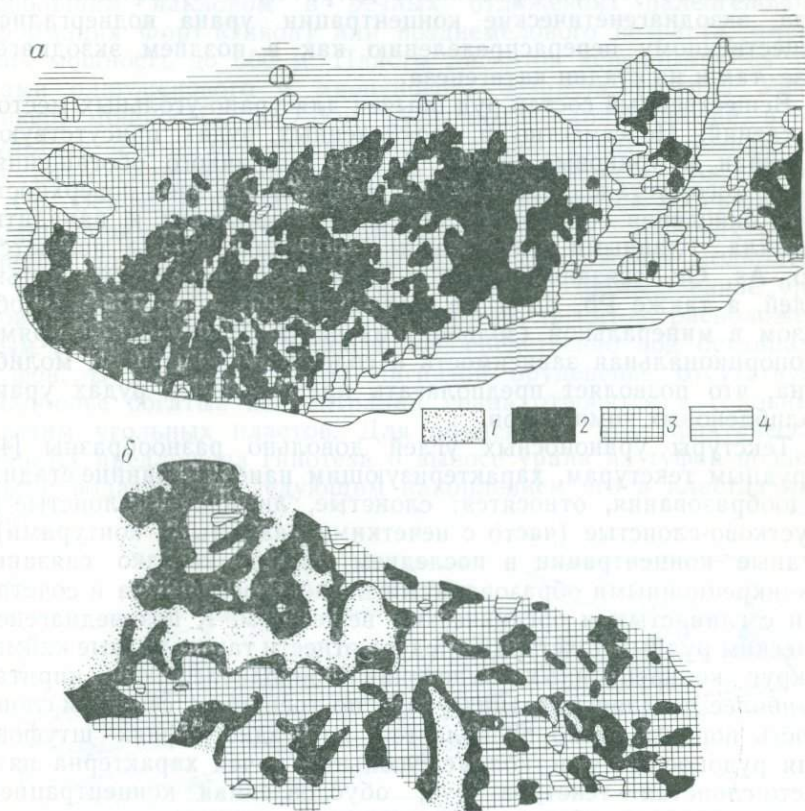


Рис. 66. Погоризонтные планы, иллюстрирующие размещение уранорудных концентраций в угольных пластах, сложенных аллохтонными (а) и автохтонными (б) углями.

В последних видны сечения русловых врезов, выполненных песчаниками; 1 — песчаники; 2—4 — убывающие значения концентрации урана

погоризонтном плане одного из нижних рудоносных пластов (см. рис. 66).

Приведенные данные дают основание полагать, что урановое оруденение в верхнем рудоносном горизонте синхронно времени образования торфяной залежи и относится главным образом к стадии раннего экзодиагенеза. В нижних рудоносных горизонтах по взаимоотношению рудных концентраций с вмещающими породами имеется возможность различать два рудообразующих этапа экзодиагенеза. Первый из них, как и для верхнего рудоносного горизонта, связан с временем формирования торфяных залежей, второй — с последующим размывом этих залежей и с образованием более высоких рудных концентраций в прибортовых частях эрозионных врезов. В более проницаемых песчано-гравелитовых породах междуугольных пачек, обогащенных углефицированным детритом и сульфидами железа, экзодиагенетические концентрации урана подвергались существенному перераспределению как в позднем экзодиагенезе, так и на стадии катагенеза.

Вещественный состав руд обычен для урано-угольных месторождений. Повсеместно в неокисленных рудах присутствуют настуран и урановые черни. В зоне вторичного обогащения, кроме того, установлены гуматы уранила, а в зоне поверхностного окисления — фосфаты, арсенаты, карбонаты и ванадаты уранила. Главными элементами-спутниками урана являются Mo, As, Ge, связанные, как и уран, с органической частью углей, а также Pb, Zn и Be, концентрирующиеся главным образом в минеральной (зольной) их части. Наблюдается прямо пропорциональная зависимость в содержаниях урана и молибдена, что позволяет предполагать присутствие в рудах уран-молибденовых комплексов.

Текстуры ураноносных углей довольно разнообразны [4]. К рудным текстурам, характеризующим наиболее ранние стадии рудообразования, относятся: слоистые, линзовидно-слоистые и ступково-слоистые (часто с нечеткими размытыми контурами). Рудные концентрации в последнем случае нередко связаны с конкреционными образованиями дисперсного пирита в сочетании с глинистым и органическим веществом. К позднедиагенетическим рудным текстурам следует отнести также рудные каймы вокруг конкреционных выделений тонкодисперсного пирита. Наиболее поздняя миграция урана по трещинам, секущим слоистость породы, четко проявляется на радиографиях штуфов. Для рудоносных участков междуугольных пачек характерна пятнисто-слоистая текстура руд, обусловленная концентрацией урана в слоях, обогащенных углистым детритом.

Гипергенные процессы после завершившихся этапов складчатости обусловили формирование вертикальной зональности, связанной с участками поверхностного окисления, выщелачивания и вторичного обогащения. Эти участки различаются:

средним содержанием урана и его распределением в рудных телах, вещественным составом руд, величиной коэффициента радиоактивного равновесия, наличием или отсутствием наложенных прожилково-трещинных рудных текстур. В зависимости от интенсивности развития зон трещиноватости и мелких тектонических нарушений гипергенные процессы на отдельных участках месторождения развиваются на глубину от первых до многих десятков метров.

Как видно из изложенного выше, условия образования данного месторождения были достаточно сложными. Месторождение может быть отнесено к полистадийным экзогенным.

По мнению американских геологов, ураноносные бурые угли и лигниты в штатах Дакота и Монтана, США, относятся к собственно эпигенетическим инфильтрационным месторождениям (рис. 67). Пласты бурых углей и лигнитов залегают там с очень небольшим наклоном в речных отложениях палеогенового (формация Форт-Юнион) или поздне мелового возраста, имеющих мощность до 600 м. Пласты лигнитов перекрываются туфами олигоценового и миоценового возраста (группа Уайт-Ривер) мощностью до 7,5 м. Туфы подвергались эрозии, в результате чего от них сохранились останцы. Туфы и омывающие их воды содержат повышенные концентрации U, As, V, Mo и Cu. Основная масса лигнитов характеризуется содержанием урана порядка $n \cdot 10^{-3} \%$, которое в отдельных участках повышается до 0,2%, а местами до 10,0%. Содержание молибдена в золе лигнитов составляет 0,01—1,00%. Промышленное урановое оруденение приурочено к пластам лигнитов, расположенным в верхней части разреза, непосредственно под останцами туфов. В нижних пластах лигнитов оруденение отсутствует. Наиболее богатые концентрации урана относятся к головным частям угольных пластов. Для объяснения этих фактических данных предложена гипотеза о выносе урана из туфов подземными водами с последующим накоплением его в пластах лигнитов.

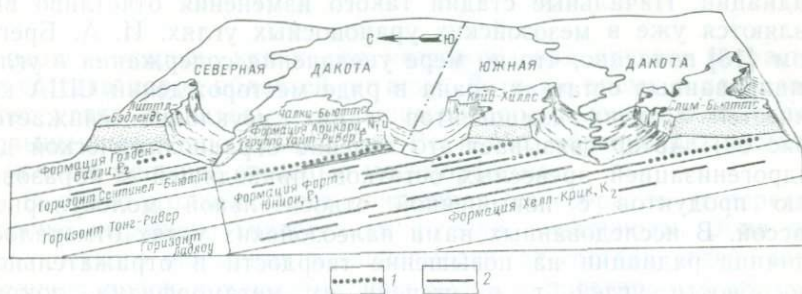


Рис. 67. Схематический разрез через штат Дакота, США, показывающий стратиграфическое положение ураносодержащего лигнита [15].

1 — ураносодержащий лигнит; 2 — лигнит, не содержащий урана

Известны и другие урано-угольные месторождения различного геологического возраста, в пределах которых урановое оруденение связано лишь с головными окисленными участками угольных пластов, выходящих на поверхность или под наносы. За пределами зоны окисления угли безрудны. Такие месторождения, безусловно, должны быть отнесены к эпигенетическим инфильтрационным.

Урано-угольные месторождения известны и в палеозойских отложениях. Чаще всего они приурочены к угленосным формациям лимнического типа нижней перми и верхнего карбона. Эти месторождения по геологическим условиям залегания вмещающих угленосных отложений близки к описанным выше месторождениям более молодого возраста, отличаясь прежде всего высокой степенью углефикации органического вещества углей (каменные угли марок Г, Д и других более высоких марок), вещественным составом руд и их текстурными особенностями.

Преобладающими минералами в рудах месторождений являются собственные минералы урана — уранинит, настуран и урановые черни. В рудах некоторых месторождений известен коффинит. Комплексные уранорганические соединения имеют подчиненное значение. Уран входит в состав конденсированных ядерных структур молекул органического вещества, тогда как гуматы уранила, широко распространенные в рудах урано-угольных месторождений более молодого возраста (мезозойских и палеоген-неогеновых), здесь практически отсутствуют. Своеобразие текстурных признаков руд выражается в том, что наряду с тонкослоистыми, сгустково-слоистыми и другими текстурами, характеризующими диагенетическую стадию рудного процесса, здесь не менее широко развиты текстуры поздних этапов рудообразования — прожилково-трещинная, брекчиевые и др. (рис. 68).

Катагенетические изменения углистого материала при наличии в нем урана значительно ускоряются под воздействием радиации. Начальные стадии такого изменения отчетливо выявляются уже в мезозойских ураноносных углях. И. А. Брегером [18] показано, что по мере увеличения содержания в углефицированных остатках урана в ряде месторождений США количество летучих компонентов в них неуклонно снижается (рис 69). Автор связывает это явление с радиохимической дегидрогенизацией древесных остатков, приводящей к образованию продуктов с повышенной относительной молекулярной массой. В исследованных нами палеозойских углях отмечалось влияние радиации на повышение твердости и отражательной способности углей, т. е. степени их метаморфизма, вокруг скоплений урановых компонентов в трещинах (рис. 70).

Комплекс элементов-спутников урана в палеозойских ураноносных углях для разных месторождений различен и зависит

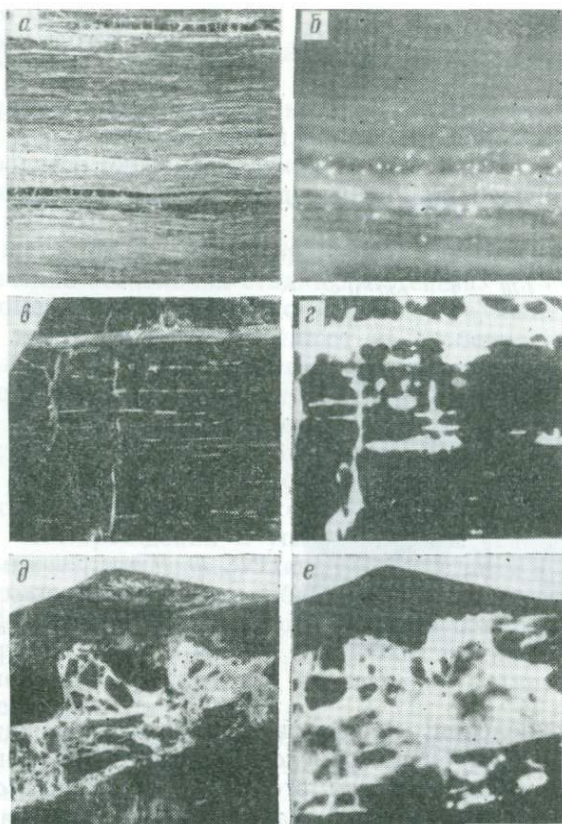


Рис. 68. Текстуры ураноносных углей.

а — слоистая; *б* — линзовидно-слоистая; *в*, *г* — прожилково-трещинная; *д*, *е* — брекчиевая; *а*, *в*, *д* — фотографии штуфов; *б*, *г*, *е* — радиографии штуфов; уменьшение $\frac{1}{3}$ натуральной величины

в первую очередь, как и для месторождений другого возраста, от состава пород областей питания. В то же время в палеозойских углях значительно меньшим распространением пользуются повышенные концентрации Ge, Be и Mo, образующих гуматы в углях с меньшей степенью метаморфизма.

В урано-угольных месторождениях своеобразна и нередко хорошо выражена гипергенная рудная зональность. Зона поверхностного окисления в зависимости от состава углей, вмещающих пород и климатических условий простирается на глубину по падению пластов до 100—120 м. При окислении сульфидов железа (пирита, марказита), широко распространенных в углях и во вмещающих породах, возникает сульфатная обстановка, благоприятная для образования вторичных минера-

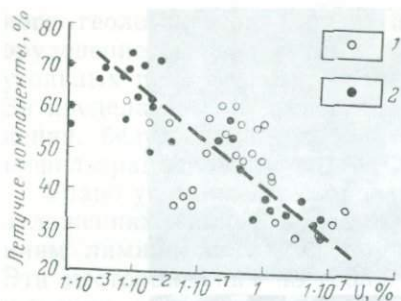


Рис. 69. Связь между содержаниями летучих компонентов и урана в углещифированных древесных остатках [18].

Древесные остатки: 1 — юрские, 2 — триасовые

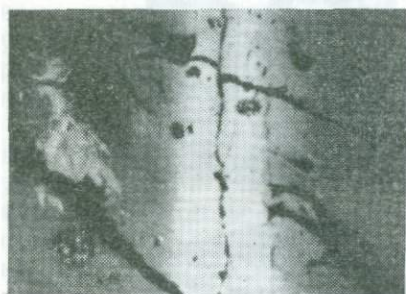


Рис. 70. Микротрещина в витрините.

Повышение отражательной способности угля вдоль нее связано с метаморфизирующим воздействием радиации; аншлиф, увел. 80

лов зоны окисления: сульфатов, ванадатов, силикатов урана, а также гипса и бурых окислов железа. Образующиеся при разрушении углистой массы вторичные гумусовые соединения мигрируют со значительной частью урана и накапливаются в зоне вторичного обогащения. Здесь возникают регенерированные черни, смолка, коффинит и комплексные уранорганические соединения. Мощность зоны вторичного обогащения в зависимости от состава и свойств пород варьирует от 20 до 50 м. Граница зон окисления и вторичного обогащения фиксируется по изменению коэффициента радиоактивного равновесия. Радиоактивное равновесие выравнивается с глубиной, и в области распространения первичных руд и малоизмененных пород $K_{p, p} = 95 \div 100 \%$.

Приведенные выше характеристики даже небольшого числа месторождений урана в отложениях угленосных формаций показывают, что их формирование протекает длительно как в процессе диагенеза осадков при торфообразовании, так и вследствие перераспределения рудных концентраций эпигенетическими процессами. На стадии катагенеза возможно также возникновение новых рудных залежей в результате деятельности подземных вод, обогащенных ураном и элементами-спутниками.

Таким образом, в группе урано-угольных месторождений следует различать по крайней мере следующие генетические классы:

1) экзодиагенетические, в которых повышенные концентрации урана сингенетичны вмещающим породам, т. е. образовались в процессе торфонакопления;

2) эпигенетические с оруденением, наложенным на вмещающие породы;

3) полистадийные, сформированные экзогенными процессами в течение нескольких стадий литогенеза.

Закономерности пространственного размещения урано-угольных месторождений вытекают из особенностей формирования угленосных толщ в областях с гумидным климатом, где обилие подземных и поверхностных вод, а также органического вещества в почвах препятствует миграции урана на значительные расстояния. Поэтому ураноносные торфяники и урано-угольные месторождения тесно связаны с источниками урана. Этот фактор и определяет в основном приуроченность урано-угольных месторождений к угленосным бассейнам и формациям лимнического типа. Угленосные бассейны параличского типа, формировавшиеся на обширных низменных пространствах древних платформенных областей, удаленных от источников минерального питания, по своим перспективам на урановое и редкометальное оруденение значительно уступают лимническим бассейнам.

Наибольший интерес при оценке возможной ураноносности угольных бассейнов и угольных месторождений представляют их краевые части, максимально приближенные к источникам питания, в пределах которых мощные пласты углей постепенно выклиниваются до нерабочей мощности и обогащаются терригенным материалом, а сами угли отличаются повышенной зольностью.

В строении лимнических угленосных формаций иногда существенное значение имеют эффузивно-осадочные породы и пирокластический материал кислого состава, которые могут рассматриваться как дополнительные источники урана и элементов-спутников. Лимническое углеобразование, наиболее характерное для мезозоя и кайнозоя, в основном развивалось после длительного континентального выветривания пород фундамента, что способствовало возникновению легкоподвижных форм урана. Случаи, когда угленосные отложения залегают на коре выветривания кислых магматических пород, должны привлекать особое внимание.

Важным фактором при оценке перспектив угленосных формаций на уран является их геологический возраст. Угли древнего возраста, представляющие собой большей частью антрациты или сильнометаморфизованные каменные угли, как правило, бедны ураном или вовсе его лишены. Повышенные концентрации урана приурочены к слабометаморфизованным

каменным углям позднепалеозойского возраста, а максимальные — к бурым углям и лигнитам мезозойского и палеоген-неогенового возрастов. Такая закономерность объясняется тем, что главным концентратором урана в отложениях угленосных формаций является гумусовое органическое вещество углей, в том числе сложные высокомолекулярные органические соединения. По мере увеличения степени метаморфизма углей эти соединения разрушаются и, преобразуясь в вещества с более простой молекулярной структурой, теряют способность концентрировать уран. Последний обособляется в виде собственных, главным образом окисных, минералов урана либо уносится с подземными водами.

Геологический возраст угленосных формаций не только оказывает существенное влияние на степень метаморфизма углей, но и в известной мере определяет фациальную принадлежность угленосных толщ. Так, палеозойские угли относятся, как правило, к паралическому типу, а среди мезозойских и особенно кайнозойских углей преобладают угли лимнические. Это связано с эволюцией жизни на Земле, с постепенным развитием растительного покрова и распространением его от морских берегов в глубь континентов.

§ 23. МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНА В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ

Карбонатные породы обладают низким кларком урана, который принимают равным $(1,5-2,1) \cdot 10^{-4} \%$. В этом отношении они уступают песчаным и глинистым породам и особенно черным углеродисто-глинистым сланцам (см. табл. 7).

Повышенные концентрации урана различного генезиса известны в карбонатных породах от протерозойского до неогенового возраста, хотя промышленные месторождения встречаются в них сравнительно редко. Месторождения в известняках Тодилто юрского возраста в течение ряда лет эксплуатировались в штате Нью-Мексико, США. На долю этих месторождений в 1953—1954 гг. приходилось 7,4% общей добычи урана в США.

Сравнительный анализ данных о содержании урана в карбонатных породах платформенных, геосинклинальных областей и межгорных впадин свидетельствует о наиболее высоких его концентрациях [до $(4-5) \cdot 10^{-4} \%$] в карбонатных породах межгорных впадин. Это и понятно, так как карбонатные породы межгорных депрессий формируются в замкнутых или полузамкнутых бассейнах, обычно не очень больших по размеру и потому тесно связанных с окружающей сушей, а следовательно, с источником урана и органического вещества.

В отложениях межгорных впадин карбонатные породы имеют, как правило, подчиненное значение и входят в состав красноцветных обломочных формаций или вулканогенно-оса-

дочных комплексов. По литологическому составу они очень разнообразны: это органогенные, оолитовые и кремнистые известняки, хемогенные доломиты, мергели и туфогенно-карбонатные породы. Помимо кислых магматических пород обрамления впадин дополнительным источником урана могут служить здесь и продукты вулканической, фумарольной деятельности, поступающие в бассейны осадконакопления. Концентратором урана обычно являются органическое или фосфатное вещество, кремнезем и другие минеральные коллоиды, а также примесь туфогенного материала. На более поздних этапах развития межгорные впадины нередко преобразуются в артезианские бассейны. В периферических частях их создаются условия для вторичного обогащения карбонатных пород ураном, поступающим с пластовыми нисходящими водами. Таким образом, карбонатные толщи межгорных впадин находятся в благоприятных условиях для формирования как наиболее ранних, так и поздних наложенных концентраций урана.

В качестве примера рассмотрим группу месторождений в известняках палеогенового возраста, которые расположены на периферии крупной межгорной впадины. В полосе распространения карбонатных пород выделяются следующие региональные фациальные зоны: 1) зона прибрежных отложений, представленных обломочными породами с карбонатным цементом; 2) зона мелководных отложений, отличающаяся повышенным кларком урана — органогенно-оолитовые известняки с доломитами и мергелями в кровле пластов; 3) внутренняя зона глубоководных отложений, сложенных гипсово-глинисто-доломитовыми породами. Большинство месторождений и рудопроявлений расположено вдоль северной окраины межгорной впадины в полосе развития мелководных карбонатных отложений (зона 2). Здесь они тяготеют преимущественно к участкам дельт палеорек. По южной окраине современной депрессии развиты отложения более глубоководных гипсово-доломитовых фаций (зона 3), не содержащих уранового оруденения. Лишь в области горного обрамления, где сохранились только останцы известняков прибрежного мелководья (зона 2), обнаружены отдельные рудопроявления урана.

В разрезе палеогеновых отложений пачки преимущественно карбонатных пород чередуются с промежуточными конгломерат-гравелитовыми и песчано-глинистыми пачками. Такое строение разреза отражает периодическое оживление тектонической деятельности в области обрамления впадин и развитие трансгрессивно-регрессивных циклов, влиявших на положение береговой линии палеобассейна. В строении карбонатных горизонтов, неоднократно повторяющихся в разрезе, имеется ряд сходных черт. Нижние их части обычно сложены органогенно-детритовыми известняками с существенной примесью песчано-гравийного материала, содержащего скопления створок устриц,

с текстурными признаками, которые отражают активный гидродинамический режим среды осадконакопления. Средние пачки карбонатных горизонтов, отвечающие времени максимального развития трансгрессивного цикла, состоят из наиболее чистых органогенно-оолитовых известняков. Верхние пачки представлены доломитами и доломитовыми мергелями с прослоями глин. Нередко в доломитах верхней пачки наблюдаются псевдоморфозы кальцита по кристаллам гипса. Эти признаки свидетельствуют об образовании их в мелководных осолоняющихся лагунах.

Повышенные концентрации урана связаны главным образом с оолитовыми и органогенными известняками, реже с доломитизированными известняками, доломитами и глинами средней и верхней частей карбонатных горизонтов. Органогенные известняки состоят преимущественно из мелких раковин гастропод, пелеципод, фораминифер, остатков иглокожих, мшанок, сине-зеленых (сифонниковых) водорослей и других органических остатков, сцементированных кальцитовым цементом. Урансодержащие известняки отличаются более темной окраской, поскольку они обогащены коллоидно-дисперсным органическим веществом и сульфидами железа (мельниковитом, марказитом, пиритом).

О положении рудоносной полосы в современной тектонической структуре месторождения можно судить по ее отношению к изогипсам кровли одного из рудоносных горизонтов (рис. 71). Рудоносная полоса пересекает ряд складчатых структур, поднимаясь по крыльям антиклиналей к их сводам и опускаясь в синклинальные прогибы между ними. В совокупности карты, представленные на рис. 71, позволяют сделать вывод о том, что положение рудоносной полосы определялось процессами осадконакопления и диагенеза рудовмещающих пород, а современные тектонические структуры в целом не сказались на ее формировании и расположении. Вместе с тем, как будет показано далее, они предопределили динамику подземных вод и интенсивность развития эпигенетических процессов в породах рудоносных горизонтов. Зависимость формы рудных тел от эпигенетических процессов особенно наглядно иллюстрируется на примере участка рудоносной полосы, расположенной на противоположных крыльях синклинальной структуры в резко различных гидрогеологических условиях (рис. 72). Столь существенные различия в форме и величине рудных тел на разных крыльях синклинали объясняются тем, что породы рудоносной полосы, выходящей на поверхность в размытом ядре антиклинали (см. рис. 72, нижняя часть) отличаются более высокой удельной трещиноватостью и соответственно водообильностью, чем породы противоположного крыла.

Рудные тела месторождений имеют обычно пластово-линзовидную форму и значительно варьируют по величине и содер-

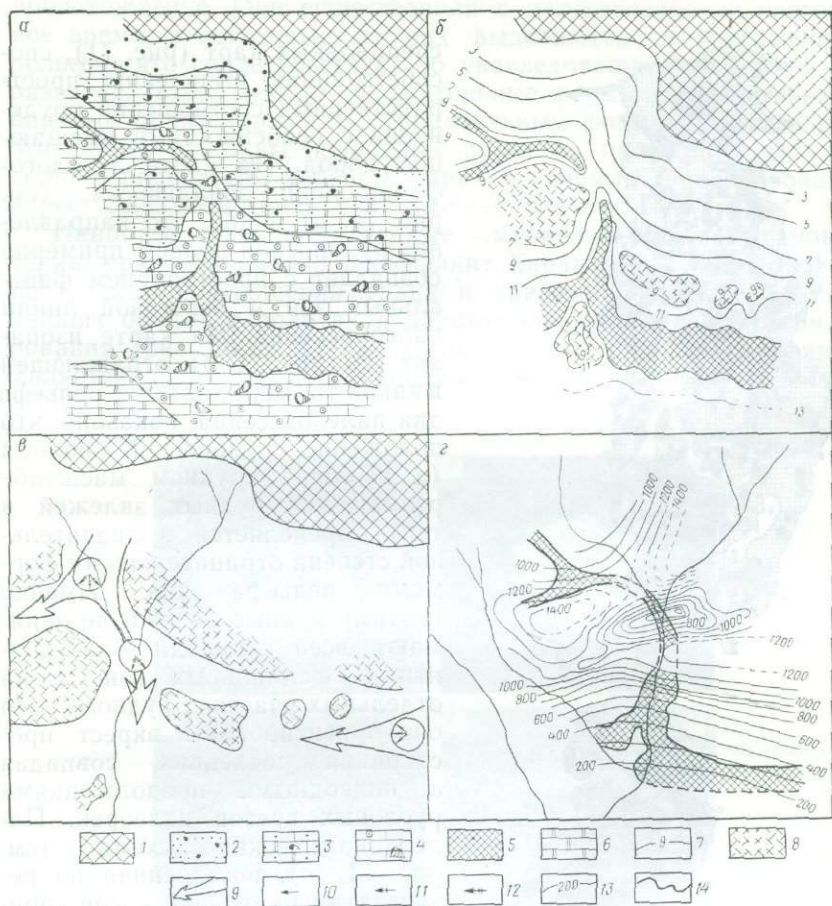


Рис. 71. Расположение полосы рудоносности на схематических картах.

a — литолого-фациальная карта рудоносного горизонта; *б* — карта изопачит рудоносного горизонта; *в* — палеодинамическая схема; *г* — структурная карта кровли рудоносного горизонта; 1 — палеосуша; 2 — прибрежные обломочные красноцветные отложения с карбонатным цементом; 3 — прибрежные доломитово-известковые отложения с примесью обломочного материала; 4 — мелководные органогенно-оолитовые известняки; 5 — зона рудоносности; 6 — гипсово-доломитовые отложения; 7 — изолинии равных мощностей (в м) рудоносного горизонта; 8 — подводные поднятия в прибрежной части бассейна; 9 — главное направление палеотечений; 10–12 — направление палеотечений соответственно в каждом из трех рудоносных горизонтов; 13 — изогипсы (в м) кровли одного из рудоносных горизонтов; 14 — современная речная сеть

жанию урана. На участках интенсивного развития эпигенетических процессов оруденение приобретает явно наложенный характер, а рудные тела — ролловидную форму. Этим определяется и большое разнообразие текстурных признаков руд. Их изучение представляет существенный интерес для решения вопроса о генезисе оруденения.

Отдельные рудные тела и крупные рудные залежи группируются в рудоносные полосы. Одна из них показана на серии



специальных карт (рис. 71), способствующих выявлению пространственных соотношений оруденения с особенностями вмещающих пород. На карте литолого-фациальной зональности (см. рис. 71, а) видно, что направление рудоносной полосы примерно совпадает с простираем фациальных зон и береговой линии палеобассейна. На карте изопакхит (см. рис. 71, б), отражающей в какой-то мере характер рельефа дна палеобассейна, показано, что положение рудоносной полосы (а в более крупном масштабе размещение рудных залежей и тел) определяется в значительной степени отрицательными формами рельефа дна. Именно поэтому рудные залежи не занимают всей площади благоприятных фациальных зон, а на отдельных участках рудного поля они ориентированы вкрест простираения последних, совпадая с подводными продолжениями русловых врезов палеорек. Палеодинамическая схема (см. рис. 71, в), построенная по результатам измерений косой слоистости в породах карбонатных и промежуточных пачек, служит подтверждением правильности реконструкции рельефа дна палеобассейна, выполненной по анализу изопакхит.

Генетическая интерпретация некоторых форм мезорельефа дна палеобассейна показала, что наиболее крупные подводные поднятия имели тектоническое

Рис. 72. Форма рудных тел на разных крыльях синклинали.

1, 2 — убывающие значения содержания урана; 3 — ось синклинали; 4 — выход рудоносного горизонта на дневную поверхность

происхождение. Они существовали в палеогеновое и неогеновое время, а некоторые из них выделяются в современном рельефе, что свидетельствует об унаследованном характере их развития. Более мелкие положительные формы соответствовали баровым образованиям. К отрицательным формам рельефа дна относились ложбины подводных русел на продолжении аванделъта и подводные террасы, причем первые ориентированы вкрест береговой линии, а вторые — вдоль нее.

Наиболее распространенные минералы руд — урановая чернь, урановая смолка и коффинит. Характерные и достаточно постоянные соотношения урана и кремния (1,0:0,8) в мельчайших ооидах и оолитах и данные электронного микрозондирования (рис. 73, а, б) свидетельствуют о том, что коффинит является более распространенным минералом руд, чем это

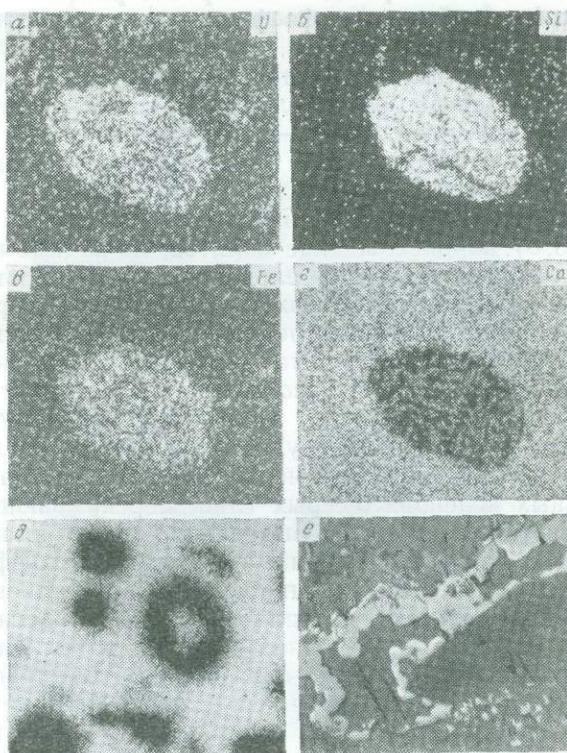


Рис. 73. Оолитовый рудный известняк.

а—г — распределение соответственно U, Si, Fe и Ca по данным электронного микрозонда, увел. 416; д — микрофотография оолитового рудного известняка, увел. 40; е — новообразования урановой смолки (светлое) и кальцита (темное) в трещине рудоносного известняка; аншлиф, увел. 240

считалось ранее. По-видимому, уран и кремнезем концентрировались в форме коффинита в ооидах и оолитах из дисперсно-рассеянного состояния. Вместе с тем значительная часть урана в дисперсной форме сочетается не только с кремнием, но и с дисперсными сульфидами железа (см. рис. 73 в), выделение которых обусловлено дисперсным органическим веществом и продуктами его разложения, в частности сероводородом, насыщавшим карбонатный ил. К числу второстепенных и редких рудных минералов относятся галенит, сфалерит, халькопирит, молибденит, селенид железа хьюэтит, меланованадит и др. В первичных рудах выявлены элементы-спутники урана: V, Mo, Se, Pb, Ni, Co, Cu, Bi, Cr. Наряду с основными порообразующими минералами — кальцитом и доломитом — в подчиненном количестве встречаются окислы кремния — кварц, халцедон и опал, фосфаты и сульфаты кальция и другие минералы. В зоне окисления месторождений широкое развитие имеют ванадаты, сульфаткарбонаты и фосфаты урана: карнотит, отенит, ураноталит, шрекингерит и др.

Наиболее значительное распространение имеют сгустковые и оолитовые текстуры руд. Величина рудных оолитов колеблется от десятых долей до 1—2 мм. В некоторых прослоях оолитовых известняков рудные минералы и органическое вещество сосредоточены исключительно в оолитах, в то время как микрокристаллический цемент почти полностью лишен их (см. рис. 73, д). Происхождение оолитов, по-видимому, различно, однако образование значительной их части на стадии диагенеза несомненно. Это подтверждается сложной формой оолитов, заключенных в ядрах гастропод или в промежутках между обломками раковинного детрита. При этом внешние контуры оолитов повторяют форму свободного пространства. Такие оолиты могли образовываться только в неподвижном осадке.

К этой же генетической группе относится и урановое оруденение, которое встречается на локальных участках в пачке коллоидальных зеленовато-серых глин, перекрывающих ураноносные известняки. Рудные выделения здесь имеют форму мельчайших округлых стяжений и состоят из коффинита [4]. В ураноносных известняках широким распространением пользуются биоморфные текстуры или текстуры импрегнации фаунистических остатков и клеточной ткани животных и растений.

Формирование сгустковых, оолитовых и биоморфных рудных текстур следует связывать со стадией диагенеза осадка. Такие рудные выделения могли возникнуть в осадке в процессе разложения органического вещества и образования локальных очагов с восстановительной средой. О раннем, диагенетическом этапе рудообразования свидетельствуют также рудные катуны и гальки. Они приурочены к участкам внутриседиментационных размывов уплотненных урансодержащих карбонатных илов (рудокластические текстуры), указывающих на неустойчивый

гидродинамический режим (наличие течений и др.) на отдельных участках дна палеобассейна (рис. 74).

Группа стилолитовых и прожилково-трещинных текстур генетически связана с более поздней стадией рудообразующего процесса. В рудных агрегатах из трещин и стилолитов, содержащих обычно более высокие концентрации урана, определены урановая смолка, урановые черни и другие рудные минералы. Некоторая часть тончайших стилолитов и трещин, выполненных рудными компонентами, могла образоваться на стадии диагенеза при уплотнении осадков и высвобождении из них иловых вод. Вместе с тем большая часть стилолитов и трещин, пронизывающих рудосодержащие породы в различных направлениях и обогащенных наиболее высокими содержаниями урана, несомненно сформировалась позднее.

В перекристаллизованных карбонатных породах рудные компоненты и органическое вещество выполняют интерстиции между кристаллическими зернами. Колломорфные выделения

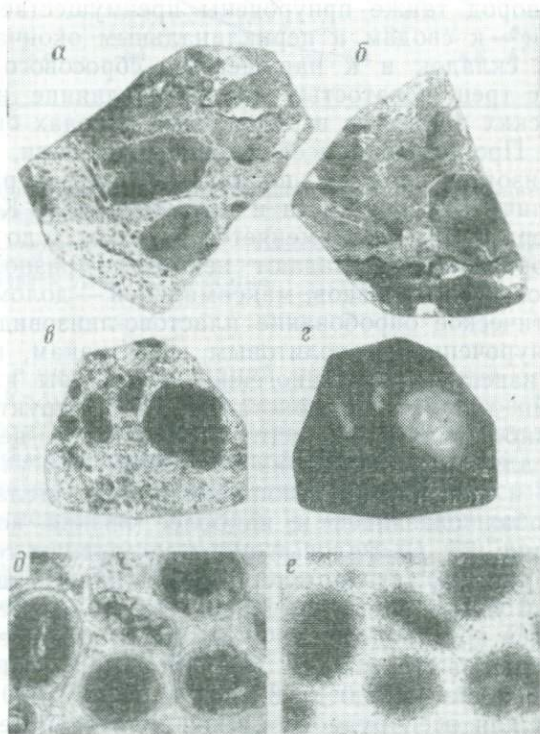


Рис. 74. Рудокластическая текстура в известняках.

a—*б* — фотографии штуфов, уменьшение $\frac{1}{3}$ натуральной величины; *в* — радиография штуфа *в*; *д* — микрофотография рудной гальки, увел. 40; *е* — микрорадиография того же участка шлифа

урановой смолки нередко оконтуривают идиоморфные кристаллы кальцита (см. рис. 73, е). Образование таких рудных агрегатов может быть связано с эпигенетическим перераспределением и привнесом рудного вещества, как и формирование прожилковых текстур. Прожилково-трещинные и пятнистые текстуры руд приурочены к участкам месторождений, где развиты интенсивные процессы перекристаллизации и выщелачивания рудоносных карбонатных пород с образованием вторичной пористости и кавернозности, что приводит одновременно к выносу и перераспределению в них урана. Степень и характер эпигенетических изменений зависят главным образом от динамики и химизма пластовых вод, коллекторских свойств пород и от тех биохимических процессов, которые связаны с миграцией и окислением битумов и нефти, нередко насыщающих ураноносные карбонатные горизонты. Поскольку карбонатные породы относятся к группе трещинных коллекторов, в которых вода и нефть мигрируют главным образом по наиболее ослабленным участкам пластов, процессы эпигенетического изменения пород также приурочены преимущественно к этим же участкам — к сводам и периклинальным окончаниям антиклинальных складок и к нарушениям сбросового характера.

Наряду с трещиноватостью большое влияние на развитие эпигенетических процессов в рудоносных породах оказывает их пористость. Проведенные исследования показали, что карбонатные горизонты сложены породами, заметно различающимися по величинам пористости и проницаемости. Коэффициент открытой пористости ($k_{п.о}$) меняется в них от 1 до 35%. Наименьшей пористостью обладают некоторые разности органогенно-оолитовых известняков, максимальной — доломиты.

Систематическое опробование пластово-линзовидной рудной залежи, приуроченной к оолитовым известнякам, которые залегают на известняках органогенной структуры и перекрыты известковыми доломитами кристаллической структуры, показало, что наибольший разброс (от 1 до 15%) по величине $k_{п.о}$ характерен для проб, взятых из приконтактных участков рудной залежи и из зоны выклинивания рудного тела (рис. 75). В этих пробах оказались и наиболее низкие концентрации урана (см. рис. 75, I). Рядовые руды со средним содержанием урана (см. рис. 75, II) характеризуются наименьшим разбросом значений $k_{п.о}$ — от 1,0 до 5,5%. Оолитовая текстура руд здесь является преобладающей. В пробах с наиболее высокими содержаниями урана (см. рис. 75, III) разброс значений $k_{п.о}$ становится больше (от 1,0 до 8,5%) за счет того, что помимо характерной для всей рудной залежи оолитовой текстуры руд здесь получают значительное развитие стилолитовые и прожилково-трещинные текстуры.

Физико-механические свойства рудовмещающих пород — пористость и трещиноватость — существенно влияют на перерас-

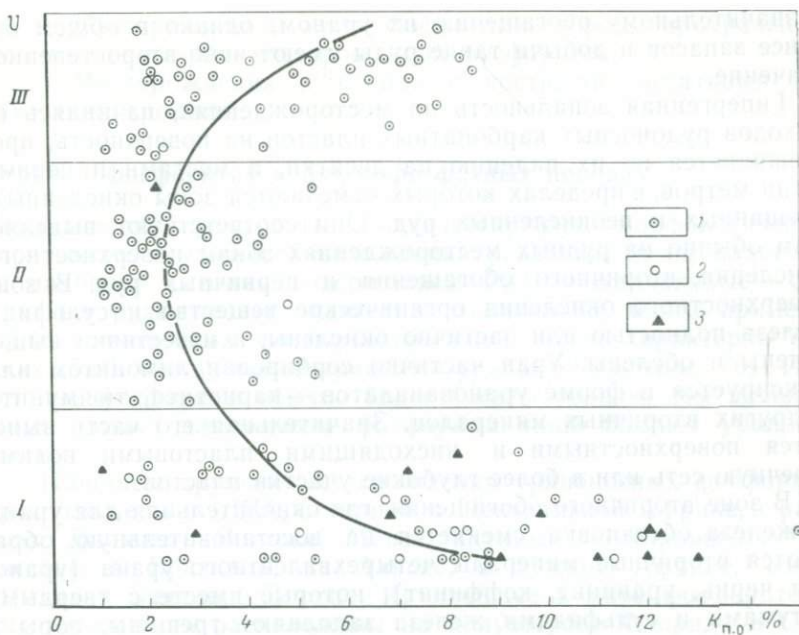


Рис. 75. Соотношение между содержанием урана и коэффициентом открытой пористости в карбонатных породах.

I — известняки оолитовой структуры; *2* — известняки органогенной структуры; *3* — доломиты и известняковые доломиты кристаллической структуры; руды: *I* — бедные, *II* — со средним содержанием урана, *III* — богатые

пределение в них концентраций урана, а также органического вещества. Кроме первично-рассеянной гумусовой органики и микро нефти породы обогащены вязкими и твердыми нефтяными битумами, а также жидкой нефтью, пропитывающей наиболее пористые и трещиноватые участки пластов. Люминесцентные исследования битумов и многочисленные определения органического углерода и урана показали, что для тех разрезов, где нефть и битумы нефтяного ряда содержатся в небольших количествах и породы отличаются высокой плотностью ($k_{п.о}$ до 3—4%), кривые распределения $C_{орг}$ и U урана четко согласуются между собой. В породах с повышенными пористостью ($k_{п.о}$ до 12—18%) и трещиноватостью нередко наблюдается обратная зависимость между содержанием урана и $C_{орг}$. Такие соотношения обусловлены выносом урана агрессивными пластовыми водами и последующим заполнением пор и трещин жидкой нефтью и твердыми битумами.

На отдельных участках месторождений эпигенетические процессы, связанные с окислением твердых битумов, приводят

к значительному обогащению их ураном; однако в общем балансе запасов и добычи такие руды имеют явно второстепенное значение.

Гипергенная зональность на месторождениях, начинаясь от выходов рудоносных карбонатных пластов на поверхность, прослеживается по их падению на десятки, а местами и первые сотни метров, в пределах которых отмечаются зоны окисленных, смешанных и неокисленных руд. Они соответствуют выделяемым обычно на рудных месторождениях зонам поверхностного окисления, вторичного обогащения и первичных руд. В зоне поверхностного окисления органическое вещество и сульфиды железа полностью или частично окислены, а известняки выщелочены и обелены. Уран частично сорбирован лимонитом или фиксируется в форме уранованадатов — карнотита, тююмунита и других вторичных минералов. Значительная его часть выносится поверхностными и нисходящими пластовыми водами в речную сеть или в более глубокие участки пластов.

В зоне вторичного обогащения, где окислительная для урана и железа обстановка сменяется на восстановительную, образуются вторичные минералы четырехвалентного урана (урановая чернь, уранинит, коффинит), которые вместе с твердыми битумами и сульфидами железа заполняют трещины, поры и сутуро-стилолитовые швы. В этой зоне эпигенетическое урановое оруденение накладывается на первичное, поэтому здесь локализуются наиболее богатые руды. Ниже располагается зона первичных руд.

По совокупности рудоконтролирующих признаков рассмотренные месторождения в карбонатных породах следует отнести к классу полистадийных.

§ 24. УРАНО-ФОСФАТНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Уран и редкоземельные элементы соосаждаются с фосфатом кальция даже из очень разбавленных растворов, какими являются морские воды. Поэтому фосфориты и другие породы, сформированные за счет преобразования морских осадков, которые обогащены фосфором, как правило, содержат уран в вышекларковых количествах, иногда до десятых долей процента.

Среди экзогенных урановых месторождений, связанных с фосфатными породами, могут быть выделены следующие типы.

1. Месторождения ураноносных фосфоритов:

- а) пластовые фосфориты в коренном залегании,
- б) желваковые фосфориты в коренном залегании,
- в) перемытые русловые и прибрежно-морские фосфоритовые галечники.

2. Месторождения алюмофосфатных пород, приуроченных к зонам окисления месторождений фосфоритов.

3. Месторождения в глинах с костными остатками рыб (костные брекчии).

Уран в фосфоритах и алюмофосфатных породах

Ураноносные фосфориты по качеству руд, морфологическим признакам и условиям нахождения разделяются на пластовые с наиболее высоким содержанием P_2O_5 и желваковые — фосфатные руды низкого качества, содержащие много примесей. Для ураноносных фосфорсодержащих пород характерна прямая связь между концентрациями урана и P_2O_5 (рис. 76). Пластовые фосфориты обычно более богаты ураном, чем желваковые, однако желваковые фосфориты чаще бывают ураноносными.

Наиболее крупные месторождения ураноносных фосфоритов расположены в США, Северной и Центральной Африке, в районах Ближнего Востока. Менее крупные месторождения известны в Бразилии, на Аляске, в Южной Африке, Китае, Индии и Западной Европе. Крупнейшие в мире фосфоритовые месторождения расположены на полуострове Флорида в США в платформенных отложениях формаций Хауторн и Бон-Вэлли неогенового возраста, которые входят в состав чехла эпигерцинской платформы (рис. 77). Формация Хауторн представлена фосфатизированными известняками и доломитами с низкими содержаниями P_2O_5 (до 5 %) и урана (до 0,001 %). На их размытой поверхности залегают песчано-глинистые породы с прослоями фосфоритовой гальки — формация Бон-Вэлли, образованная в результате размыва и переотложения пород формации Хауторн при трансгрессии моря в плиоценовое время. Фосфатные осадки, которые образовались в Хауторнском море и сконцентрировали незначительное количество урана, вторично были подвергнуты действию морской воды. Кроме того, фосфориты испытали механическое обогащение — перемыв и переотложение морскими и речными водами. В результате этих процессов содержание урана в фосфоритовых гальках повысилось до 0,008 %. Мощность залежей фосфоритовой гальки местами достигает 15 м, а в среднем составляет от 1,8 до 2,1 м. Размеры желваков и галек различные: от 0,1 мм до 60 см. Цвет их черный, коричневый, серо-голубой и белый. Местами в отложениях формации Бон-Вэлли, перекрытых четвертичными песками, под воздействием просачивающихся вод образовалась зона выщелачивания, представленная глинистым песком с каолинитом и алюмофосфатными минералами: крадаллитом, вавеллитом, миллиситом и др. Содержание урана в этой зоне повышается до 0,012 % против 0,008 % в неизмененных галечных фосфоритах, сложенных франколитом (карбонат-фторapatитом).

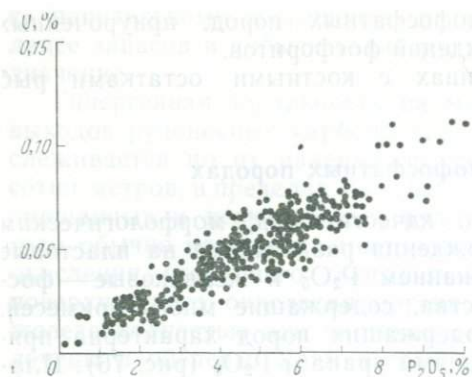
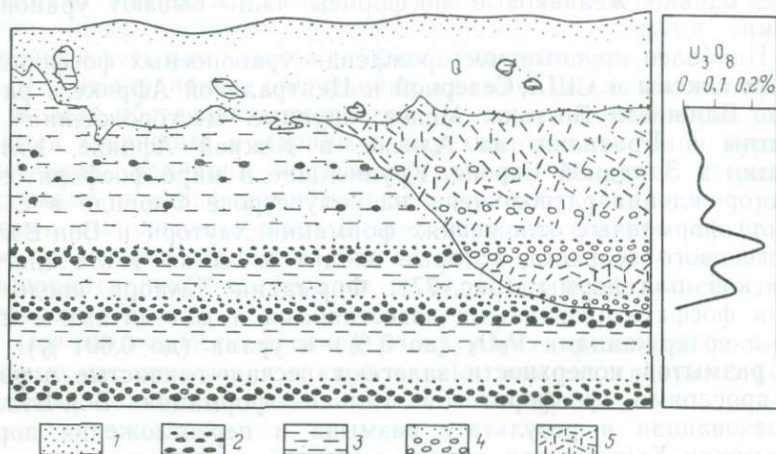


Рис. 76. Соотношение содержания урана и P_2O_5 в ураноносных фосфоритах

Рис. 77. Схематический разрез урано-фосфатного месторождения на полуострове Флорида, США [15].

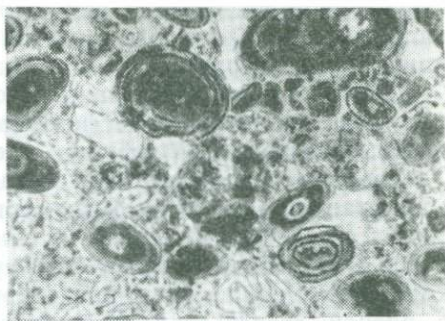
Зона фосфата кальция: 1 — кварцевый песок, 2 — обломочный апатит, 3 — глина; алюмофосфатная зона: 4 — выветрелая и кавернозная порода; 5 — фосфатизированная глина



Аналогичные гипергенные алюмофосфатные зоны с ураном известны в Центральной Африке (Нигерия, Сенегал). Иногда в таких зонах встречаются вторичные минералы урана — теит, карнотит и тюмунит. В целом, однако, урано-фосфатные месторождения в связи с устойчивостью фосфатов в экзогенных условиях мало подвержены эпигенетическим или гипергенным изменениям.

Фосфоритовые месторождения формации Фосфория пользуются значительным распространением в западной части США на территории штатов Монтана, Айдахо, Юта, Вайоминг и Невада. В восточной части этой площади отложения пермской системы, куда входит формация Фосфория, представлены платформенными фациями, сменяющимися на западе геосинклинальными. Среди последних развиты углистые аргиллиты и пластовые слоистые фосфориты. При переходе к платформенным фациям ведущими в разрезе становятся карбонатные

Рис. 78. Серый оолитовый фосфорит с оолитами коллофана и слоями франколита (белое — зерна кварца); формация Фосфория, район Дир-Крик-Уэллс-Каньон, штат Айдахо, США [7]



породы, песчаники, пластовые фосфориты сменяются желвачными, а мощность формации Фосфория значительно сокращается (от 450 до 90 м и менее). Далее к востоку отложения этой формации постепенно выклиниваются.

Пластовые фосфориты обладают оолитовой (рис. 78), органично-детритовой (фосфатизированные обломки раковин, чешуя рыб) или биокластической, а также смешанной оолитово-биокластической текстурами. Минералогический состав руд следующий: кальцит, доломит, халцедон, пирит, глауконит, обломочные (кварц, мусковит) и глинистые минералы. Фосфатное вещество представлено карбонат-фторапатитом в виде франколита и коллофана. По-видимому, первоначально весь фосфат находился в форме коллофана, часть которого была затем перекристаллизована до франколита. Кроме урана фосфориты обогащены V, Ag, Pb, Sr, Ni, Mo, Se, TR и другими элементами [15]. Содержание главных компонентов в рудах составляет: от 9 до 11 % P_2O_5 (в отдельных слоях до 31 %), от 0,003 до 0,008 % U (в отдельных слоях до 0,027 %).

Месторождения Северной Африки (Марокко, Алжира, Туниса) относятся к геосинклинальному типу и образовались в морском бассейне, в узкой подвижной зоне, располагавшейся между двумя жесткими палеозойскими массивами. Накопление фосфоритов относится к концу мела — началу эоцена. Пласты фосфоритов подстилаются мергелями и перекрываются кремнистыми известняками. Фосфориты представлены тремя разновидностями, которые чередуются в разрезе: песчанистый фосфорит, фосфатный известняк и фосфатный мергель. Наиболее богат фосфором и ураном песчанистый фосфорит, который состоит из мелких фосфатных оолитов (коллофан и франколит), копролитов, фосфатизированных костных остатков, обломочных минералов и цемента. Содержание урана достигает 0,01—0,05 %, но обычно составляет тысячные доли процента.

Месторождения стран Ближнего Востока (Египет, Иордания, Сирия, Израиль) залегают в породах мелового возраста. От марокканских они отличаются главным образом своей гео-

структурной позицией и тем, что приурочены не к геосинклинальным, а к платформенным отложениям краевой части Африканской платформы.

Довольно крупную урано-фосфорную провинцию со значительными запасами фосфоритов образуют в совокупности страны Центральной Африки (Сенегал, Гана, Того, Нигерия).

Современные фосфатные осадки характеризуются высоким содержанием (до 10—20 %) органического вещества, интенсивной сульфатредукцией и низкими значениями Eh (до —200 мВ). Такие геохимические условия благоприятствуют накоплению урана. Изучение современных диатомовых илов с разной степенью фосфатизации показало, что содержание в них урана и отношение U/P_2O_5 сначала уменьшаются в несколько раз, что обусловлено сменой носителя урана (в илах и поровых водах — органическое вещество, в фосфатных стяжениях — фосфор). В ходе дальнейшей фосфатизации осадков и в процессе их диагенеза содержание урана увеличивается от $(3-8) \cdot 10^{-4}$ до $(17-86) \cdot 10^{-4}$ %. Статистические данные свидетельствуют о том, что концентрация урана в фосфоритах колеблется в очень широких пределах: $(1-524) \cdot 10^{-4}$ % в современных разностях и $(5-600) \cdot 10^{-4}$ % — в древних.

Имеющийся фактический материал позволяет относить ураноносные фосфориты к седиментационно-диагенетическим образованиям, а наиболее высокие концентрации урана в них — к собственно диагенетическим. Ураноносные алюмофосфатные породы, развитые в зонах поверхностного окисления фосфоритов, представляют собой гипергенные образования.

Уран в скоплениях костного детрита

Фосфатизированные рыбные кости встречаются в морских отложениях от девонского до неогенового возраста. Они всегда характеризуются повышенным содержанием урана. Скопления костного детрита известны в США (штат Южная Каролина), Марокко, Сирии, Иордании, СССР и в других странах. В большинстве случаев костные остатки залегают совместно с желваковыми и копрогенными ураноносными фосфоритами.

Среди скоплений костного детрита выявлены крупные месторождения их ураноносных разностей, которые обладают специфическими чертами и могут быть выделены в самостоятельный тип. Ураноносный горизонт рыбного детрита занимает обычно определенное стратиграфическое положение в разрезе, четко выдерживающееся в пределах региона.

Одна из ураноносных провинций с месторождениями такого типа расположена вдоль окраины древней платформы, в ее передовом прогибе, и связана с глинистыми отложениями неогенового возраста. Подрудная подсвета мощностью до 200 м

сложена светлыми зеленовато-серыми неслоистыми глинами с ходами илоедов. Верхняя, надрудная, подсвита мощностью 80—100 м представлена зелено-серыми алевролитами и глинами с остатками водорослей. Средняя, рудная или «рыбная», подсвита имеет изменчивую мощность от полного выклинивания до 200 м и сложена буровато-серыми микрослоистыми глинами с тонкодисперсным пиритом, включениями крупных и мелких углефицированных остатков растений, чешуй и костей рыб.

Рудные залежи представляют собой компактные слои и линзы костных брекчий с четкими границами и выделяются бурым и буро-черным цветом. Наряду с очень крупными залежами встречается много мелких линз и прослоев. В поперечном и продольном сечениях рудные залежи имеют расщепленную форму типа конского хвоста, причем расщепленная их часть ориентирована от прибрежных зон палеобассейна к более глубоким.

Руды характеризуются отчетливо выраженной слоистой текстурой, чередованием тонких глинистых прослоев и костного детрита (рис. 79). Нередко наблюдается градиционная слоистость, при которой крупность обломков костей убывает от подошвы рудного слоя к его кровле. Наряду с передробленными и окатанными костями встречаются достаточно хорошо сохранившиеся целые скелеты рыб. Количество костного детрита составляет от 5 до 25 %, а иногда до 70 % общей рудной массы. В головных частях рудных залежей его количество выше и обломки крупнее, чем в хвостовых частях. К промышленным рудам относятся слои и линзы, в которых количество костного детрита превышает 10 %. Костные остатки сложены фосфатом кальция, относящимся к группе карбонат-фтор-апатита и его разновидностям. Под микроскопом фосфат обнаруживает низкое двупреломление в серых тонах или изотропность.

Костный детрит содержит до 30 % P_2O_5 , а концентрация в нем урана в общем невысокая. Мелкие кости больше обогащены ураном, чем крупные, рыхлые и пористые — больше, чем плотные. Внешние части крупных костей содержат урана больше, чем внутренние. Все перечисленное свидетельствует о том, что ведущим процессом в концентрации урана является его сорбция. В костном детрите присутствуют сульфиды железа (до 30—40 % общей массы руды) и органическое вещество.

Для руд характерны следующие ассоциации полезных компонентов:

1) U, P, TR — связаны с костными остатками; главная масса урана присутствует в виде кристалликов уранинита размером в несколько микрометров, концентрирующихся вдоль микротрещин в костных остатках. Установившие это исследователи [7] полагают, что свободный уранинит выделился из

первоначально сорбированного фосфатом состояния вследствие фоссилизации костной ткани;

2) Co, Ni, Mo, Zn — связаны с сульфидами железа или присутствуют в виде самостоятельных сульфидных минералов.

Обе ассоциации представляют практический интерес и извлекаются из руд.

В целом руды месторождений отличаются равномерным распределением в них полезных компонентов, а по содержаниям урана относятся к бедным рудам. На их поверхностных выходах развиваются гидроокислы железа, ярозит, гипс и другие гипергенные минералы. Здесь же образуются урановые слюдки.

Вследствие неплотной упаковки костных остатков руды обладают большой пористостью, слабо сцементированы и легко распадаются в воде. Их обогащают простым отмучиванием.

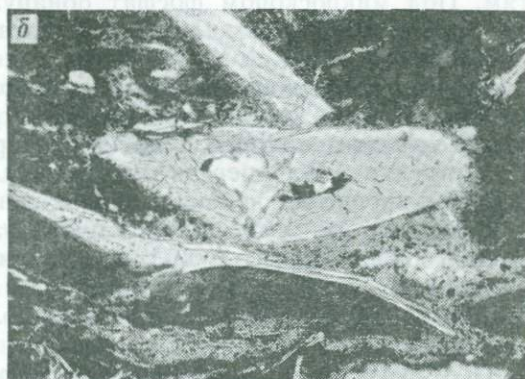
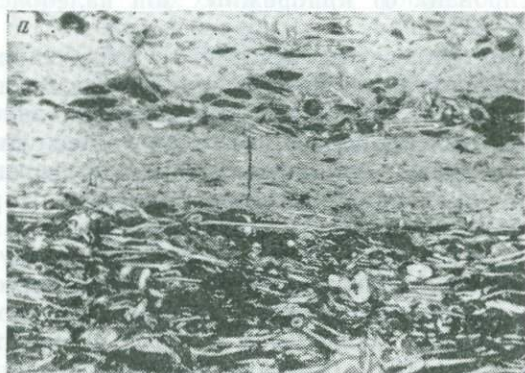


Рис. 79. Костный детрит в урано-фосфатных породах.

Микрофотографии: *a* — фосфатизированный рыбный костный детрит с градиционной слоистостью, обогащенный дисперсными сульфидами железа, перемежается с существенно глинистыми прослоями, увел. 6; *b* — фрагменты костного детрита, увел. 40

Осадочное происхождение костных брекчий не вызывает сомнения, однако условия накопления огромного количества рыбных остатков на сравнительно ограниченных участках дна палеобассейнов недостаточно ясны. Для объяснения механизма их образования привлекались известные данные о причинах массовой гибели рыб в современных морях. Известно, что катастрофическую гибель рыб могут вызвать такие явления, как вулканическая деятельность (попадание в воду больших масс пепла, ядовитых газов, повышение температуры, приливные валы), резкие изменения солености вод или их температуры, газового режима вод и направления течений, а также ядовитое цветение воды в результате внезапного размножения некоторых видов фито- и зоопланктона. Применительно к рассматриваемым месторождениям обсуждалась возможность образования рудных залежей в результате массовой гибели рыб в полужамкнутых лагунах при сероводородном заражении вод. Эта гипотеза согласуется с наличием сульфидов в костных брекчиях, но не объясняет преимущественно аллохтонного происхождения рыбных остатков, которые в значительной своей массе передроблены, окатаны и дифференцируются по крупности. Согласно другой точке зрения костные скопления образовались в результате обширных дрейфовых течений, которыми рыбные остатки могли собираться с большой площади и переноситься на значительные расстояния в течение длительного времени — жизни многих поколений рыб. Не исключено, что с костным детритом переносились и захоронялись трупы рыб, которые могли явиться причиной сероводородного заражения иловых вод.

Ураноносные костные брекчии следует отнести к классу седиментационно-диагенетических урано-фосфатных месторождений.

§ 25. РОССЫПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНА И ТОРИЯ

Россыпные месторождения радиоактивных металлов распространены довольно широко. Размеры месторождений и количество уран- и торийсодержащих минералов в них сильно варьируют. Для тория в настоящее время это основной тип промышленных месторождений, причем из них добываются кроме тория редкие земли церновой группы, золото, касситерит, ильменит и циркон. Для урана эти месторождения имеют меньшее значение.

В россыпных месторождениях концентрируются минералы, устойчивые к физическому и химическому выветриванию — монацит, пирохлор, фергусонит, эвксенит, колумбит, циркон, сфен, апатит и т. п. Собственно урановые минералы — уранинит, настуран, многочисленные соединения уранила — разрушаются и переходят в растворенное состояние либо непосред-

ственно в зоне окисления выходящих на поверхность ураноносных пород, либо в процессе транспортировки обломочного материала. Иногда вблизи рудных жил находят обломки уранинита в гравии. Но как только они измельчаются, окисление протекает быстрее, поэтому в песчаниках такие обломки никогда не встречаются. Примесь тория в уранините несколько повышает его химическую устойчивость; иногда значительную транспортировку могут перенести торит и торинит. Для промышленного извлечения радиоактивных элементов наиболее важны монацитовые россыпи.

По условиям образования выделяются следующие россыпи: аллювиальные, прибрежно-морские и консолидированные. К последней группе относят россыпи, сцементированные каким-либо материалом. По возрасту они древнее россыпей двух первых групп и обычно приурочены к мезозойским и палеозойским отложениям.

Образование россыпей любой группы требует наличия благоприятных источников сноса — различных коренных пород, содержащих устойчивые радиоактивные минералы. Как следует из материалов, приведенных выше, это могут быть гранитоиды, щелочные магматические породы и их пегматиты, гнейсы, жилы карбонатитов. Они должны в течение длительного времени подвергаться выветриванию, для того чтобы освободилось и попало под влияние транспортирующей среды большое количество аксессуарных минералов. Расстояние россыпей от выходов коренных пород может быть весьма значительным. Монацит, например, может переноситься реками на 150 км и далее, что связано со сравнительно небольшой плотностью этого минерала: он более чем в 3 раза легче золота и почти в 1,5 раза легче касситерита. Поэтому линзы речных отложений, обогащенные монацитом, располагаются не в самом низу, у плотика, а в средней части россыпи. Среди аллювиальных россыпей выделяют террасовые, увальные, долинные и русловые. Установлено, что содержание монацита и его спутников бывает более высоким, если россыпные месторождения сформировались за счет переработки и вторичного переотложения ранее накопившегося в речной долине обломочного материала.

Образование морских россыпей происходит в две стадии. Сначала реками или ручьями обломочный материал выносится на прибрежные равнины и отлагается, часто не достигая берега моря. Затем необходимы поднятие этой равнинной зоны, эрозия осадков и уже после нового медленного оседания берега переработка осадков волнением и приливно-отливными движениями морских вод (рис. 80). Наиболее значительные морские россыпи образуются в условиях довольно стабильной береговой линии. Легкие минералы волнением моря уносятся на более глубокие участки дна, а тяжелые накапливаются

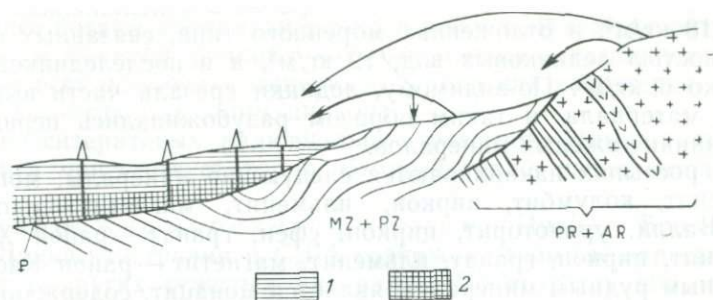


Рис. 80. Принципиальная схема образования погребенной прибрежно-морской россыпи ильменит-циркон-монацитовых песков.

1 — палеогеновые осадочные породы; 2 — палеогеновая погребенная россыпь ильменита, циркона и монацита; PR+AR — магматические и метаморфические породы; MZ+PZ — складчатые осадочные породы; стрелками обозначены пути миграции рудных минералов

в пляжных песках и на береговых валах, причем их концентрация иногда достигает 80 % от общей массы песка. Содержание полезных компонентов в россыпях указывается в килограммах на тонну породы или в килограммах на кубический метр породы. Минимальные требования при их промышленной оценке сильно изменяются в зависимости от того, насколько разнообразен комплекс минералов, которые представляют экономический интерес. Согласно А. А. Якжину, для монацитовых аллювиальных россыпей минимальное кондиционное содержание составляет около 1 кг/м³. Если присутствуют одновременно ильменит, циркон, золото и другие минералы, то требования снижаются.

Аллювиальные россыпи известны в США, Бразилии, Индонезии, Малайзии, Нигерии, Шри Ланка [15, 18]. В США наиболее крупными и продуктивными являются россыпи района штата Айдахо. Месторождения здесь располагаются во внутренней части батолита Айдахо мелового возраста длиной 485 км и шириной 80—160 км. Монацит в качестве акцессорного минерала присутствует в гранитах и кварцевых диоритах (до 0,18 кг/м³). Кроме того, в этих же породах и в связанных с ними пегматитах наблюдается эвксенит. Менее распространены ортит, ксенотим, сфен, рутил и шпинель. Несколько особняком расположен массив кварцевых монзонитов в районе Хейли, в котором содержится торит. В отдельных участках породы количество торита достигает 0,6 кг/м³, а среднее содержание его в породе составляет 0,003 кг/м³. Промышленные россыпи этого района образовались за счет размыва пород батолита на площадях, не затронутых плейстоценовым оледенением. Локализация россыпей была обусловлена разными причинами, в основном изменением дренажа ледником и возникновением замкнутых участков вследствие блоковых движений. Аллювий обычно представлен крупнозернистым гравием и

в среднем содержит тяжелые минералы: в неледниковых участках 18 кг/м^3 , в отложениях моренного типа, связанных с деятельностью ледниковых вод, 12 кг/м^3 , а в послеледниковых — только 6 кг/м^3 . По-видимому, ледники срезали часть выветрелого материала и таким образом разубоживались первичные источники тяжелых минералов.

В россыпях накапливаются следующие минералы: монацит, эвксенит, колумбит, циркон, ильменит, магнетит — площадь Бир-Валли, ураноторит, циркон, сфен, гранат — район Хейли, монацит, циркон, гранат, ильменит, магнетит — район Каскейд. Главным рудным минералом является монацит, содержание которого в районе Каскейд равно в среднем $0,9 \text{ км/м}^3$. В галечниковых отложениях небольших потоков, дренирующих богатые монацитом гранитные породы, концентрация этого минерала доходит до 6 км/м^3 . Общие же запасы монацитовых песков в штате Айдахо очень велики и оцениваются в 150 млн. м^3 (по части районов здесь учтены россыпи до глубины 105 м).

Другая крупная территория США, где производится разработка монацитовых россыпей, расположена в пределах штатов Северная Каролина, Южная Каролина и Джорджия. Помимо богатых аллювиальных отложений здесь известны и россыпи прибрежно-морской равнины. Источником монацита являются кристаллические породы предгорий. Эти породы протягиваются от восточной части центральной Вирджинии на 960 км в юго-западном направлении до Алабамы. Он сложен мигматитами раннеордовикского возраста, представляющими собой орто- и парагнейсы, которые в центральной части пояса обогащены акцессорными гранатом, рутилом, ильменитом, монацитом и силлиманитом. В коренных породах содержание монацита равно примерно $0,006 \%$. Возраст аллювиальных отложений современный, в изолированных впадинах сохранились плейстоценовые россыпи. Монацит содержится в основном в линзах галечника и грубозернистого песка, наиболее обильных в верхних частях речных долин. В некоторых месторождениях находится ксенотим. Количество монацита варьирует от $0,6$ до $2,5 \text{ кг/м}^3$ и быстро уменьшается вниз по течению. В монаците содержится $5,67 \%$ ThO_2 и $0,38 \%$ U_3O_8 .

В Малайзии монацит извлекается в основном попутно с касситеритом. Содержание ThO_2 в монаците варьирует, но в среднем равно $2,2$ — $3,5 \%$. Запасы монацита в аллювиальных россыпях оловодобывающих районов Малайзии оцениваются в десятки тысяч тонн.

Так же попутно с касситеритом добывается монацит из аллювиальных россыпей Индонезии, расположенных в основном на островах Бангка, Биллитон и Сингкеп, на западном берегу Суматры, а также на Калимантане. Источником тяжелых минералов служат юрские граниты и связанные с ними пегматиты, прорывающие сланцы и песчаники пермо-триасового возраста.

Наиболее богаты монацитом россыпи района Мунток на острове Бангка, в тяжелой фракции которых монацит составляет 19—22 % от всех остальных минералов (среди них касситерит, ильменит, ксенотим, турмалин, циркон).

В касситеритовых аллювиальных россыпях Нигерии кроме монацита присутствует торит, который также извлекается попутно.

Прибрежно-морские россыпи Индии, Бразилии, Шри Ланка, Австралии и США содержат огромные запасы монацита и других тяжелых минералов. По возрасту они могут быть современными, неогеновыми, палеогеновыми, меловыми и, вероятно, древними. Эти россыпи граничат с районами, сложенными главным образом гранитами, пегматитами, мигматизированными гнейсами или осадочными отложениями, возникшими в основном за счет обломочного материала более древних гранитоидов и гнейсов. Все известные богатые россыпи располагаются в зонах субтропического и тропического климата, который способствует интенсивному латеритному выветриванию. Здесь полевые шпаты и другие алюмосиликаты полностью разлагаются, а устойчивые минералы вначале накапливаются в коре выветривания, а затем обильными ливневыми потоками сносятся к устьям рек и в мелководные области морских бассейнов. Поэтому морские россыпи часто располагаются возле устьев рек или в небольшом отдалении от них. Они образуют линзы, постепенно выклинивающиеся в сторону моря, с мощностью продуктивных слоев обычно до 1 м. Очень характерна высокая степень окатанности обломочного материала. Морфологически россыпи располагаются в береговой пляжевой зоне, на береговых валах или косах, в береговых дюнах. В последнем случае россыпи менее богатые. Наиболее важны в промышленном отношении современные прибрежно-морские россыпи Бразилии и южной Индии.

Россыпи Бразилии начали разрабатываться на монацит примерно с 1815 г. и были первым промышленным поставщиком руд тория. В 1886—1903 гг. из них добывалось 1000—2000 т монацита ежегодно, а в течение первой половины XX в. они дали примерно половину всей мировой добычи монацита, затем постепенно уступили свое место аллювиальным россыпям штата Айдахо в США. Бразильские месторождения располагаются в штатах Рио-де-Жанейро, Эспириту-Санту, Баия, Параиба и Рио-Гранде-ду-Норти вдоль береговой линии Атлантического океана, протягиваясь более чем на 1600 км (рис. 81).

Наиболее богатые из них известны в штатах Рио-де-Жанейро и Баия. Источником монацита в россыпях являются докембрийские гнейсы, мигматиты, гранитогнейсы и пегматиты, а также песчаники и конгломераты неоген-палеогенового возраста. Месторождения связаны с длинными узкими невысокими береговыми валами. Близ Гуаратиба в штате Баия такой вал

минералов наблюдается в устьях рек, впадающих в Аравийское море; кроме того, широко распространены россыпи пляжевой зоны и береговые бары. На последних очень сильно сказывается периодичность муссонов, которые уносят легкие минералы, поэтому в период летних муссонов поверхностные слои россыпей сильно обогащаются (до 40—95 %) темными тяжелыми минералами. Источником акцессорных компонентов являются архейские гнейсы, мигматиты, чарнокиты и пегматиты, слагающие преобладающую часть территории штата Траванкур. Ближе к побережью залегают третичные песчаники, образовавшиеся за счет размыва и переотложения коры выветривания кристаллических пород. В настоящее время эродируются как архейские, так и третичные породы. Сохранению и накоплению на морском берегу выносимого реками обломочного материала способствуют гряды скал, протягивающихся вдоль прибрежной полосы.

Ширина монацитоносных баров может быть около 1 км, мощность обогащенных песков от 0,6 до 1,5 м. Примерный минеральный состав продуктивных песков: ильменит около 80 %, циркон 4—6 %, рутил 4—6 %, силлиманит 3—5 %, кварц 4—5 %, монацит 4—6 %, гранат менее 0,5 %. Содержание ThO_2 в монаците равно 8,5 %. Монациты этого района содержат от 0,2 до 0,46 % U_3O_8 . Общие запасы монацита в россыпных месторождениях Индии составляют примерно 2 млн. т, урана — 3000—4000 т, окиси тория — 150 000—180 000 т.

В Австралии россыпные месторождения протягиваются вдоль восточного побережья в штатах Квинсленд и Новый Южный Уэльс на расстояние около 80 км и в других местах. Источником акцессорных минералов являются пермские граниты плато Нью-Ингленд и песчаники триасового и юрского возрастов. Россыпи приурочены к пляжевым участкам и береговым дюнам. Из австралийских месторождений до последнего времени главным образом и в больших количествах добывался циркон, а монацит извлекался в качестве попутного минерала.

Монацит как попутный компонент добывался также из прибрежно-морских россыпей в штате Флорида, США.

Консолидированные россыпи большого промышленного значения не имеют. Это обычно песчаники, гравелиты и конгломераты аллювиального, флювиогляциального или дельтового происхождения, подчиненные отложениям различного возраста — от мелового до кембрийского. Их разработка может быть выгодной, если они обнажены современными эрозионными процессами. Так, в округах Шеридан и Бигкорн штата Вайоминг, США, в основании кембрийской формации залегает конгломерат, в котором наблюдаются обогащенные монацитом зоны мощностью до 2,4 м. Содержание монацита в них колеблется от 3,4 до 13,5 кг/м^3 . В штатах Монтана, Вайоминг и Колорадо, США, известны титансодержащие радиоактивные консо-

лидированные россыпи в верхнемеловых песчаниках, но они пока не эксплуатируются.

Возможность образования скоплений радиоактивных обломочных минералов в песчаных и гравийных породах любого возраста в связи с определенной палеогеографической обстановкой необходимо учитывать при проведении радиометрической съемки.

§ 26. ПРИМЕРЫ ПОЛИГЕННОСТИ УРАНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ПОРОДАХ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

К полигенным месторождениям относят месторождения урана, обязанные глубинным источникам рудного вещества и сформировавшиеся в условиях диагенеза (или экзодиагенеза) осадков. Признаком полигенности уранового оруденения в осадочных толщах может служить в первую очередь размещение рудных залежей над зонами глубинных разломов в породах фундамента. Эти месторождения отличаются высокой контрастностью оруденения, экзотическим комплексом рудных элементов, текстурами руд, свидетельствующими о фиксации урана в еще не консолидированных осадках (наличие внутрислойных разрывов с рудокластами, ходов илоедов, нарушающих сплошность рудных слоев и др.).

В районах, испытавших длительную многоэтапную тектономагматическую активизацию, наряду с полигенным и экзогенным оруденениями в пределах единого рудного поля месторождений обычно присутствуют и типичные гидротермальные руды в породах фундамента, а иногда и в породах осадочного чехла. Последние контролируются тектоническими разломами, оперяющими их зонами трещиноватости и сопровождаются характерными окolorудными изменениями вмещающих пород.

В качестве примера рассмотрим месторождение, расположенное в пределах срединного массива, испытавшего тектономагматическую активизацию в кайнозое. На месторождении известны три типа разновозрастного уранового оруденения.

В позднем эоцене в районе месторождения сформировалось крупное куполовидное поднятие кристаллического фундамента, сложенного протерозойскими гнейсами и палеозойскими гранодиоритами. В результате активизации произошло «омоложение» фундамента — гранодиориты имеют абсолютный возраст около 40 млн. лет. Одновременно с образованием куполовидного поднятия возникли радиальные и концентрические разломы. Рудоконтролирующими являются два региональных разлома субширотного и северо-западного простираний. Урановое оруденение локализуется в оперяющих эти разломы разрывных нарушениях среди гранодиоритов и гнейсов фундамента. Минерализация представлена вкрапленностью настурана, остаточных и регенерированных урановых черней в черном, сером

и красном халцедоновидном кварце, образующем жильные выполнения и цемент брекчий. В небольших количествах установлены также молибденит, иордизит, висмутин, халькопирит, пирит, марказит, галенит, сфалерит и жильные минералы — флюорит и барит. Оруденение прослеживается в зонах разломов на глубину более 500 м, но запасы урана в рудах этого типа незначительны.

В раннем олигоцене образовались протяженные разломы северо-восточного простирания, которые вместе с более ранними нарушениями оформили границы крупной депрессии, состоящей из нескольких эрозивно-тектонических впадин. Одна из таких впадин, вытянутая в северо-восточном направлении, вмещает основные запасы урана описываемого месторождения. Примерно вдоль оси впадины проходит зона конседиментационного разлома шириной в несколько сотен метров. В пределах этой зоны кристаллический фундамент смещается по серии субпараллельных тектонических швов. Суммарная амплитуда вертикального смещения колеблется от 20 до 80 м.

На размытой поверхности фундамента залегают осадочные отложения, которые делятся на две пачки (рис. 82). Нижняя пачка сложена конглобрекчиями, валунными и среднегалеч-

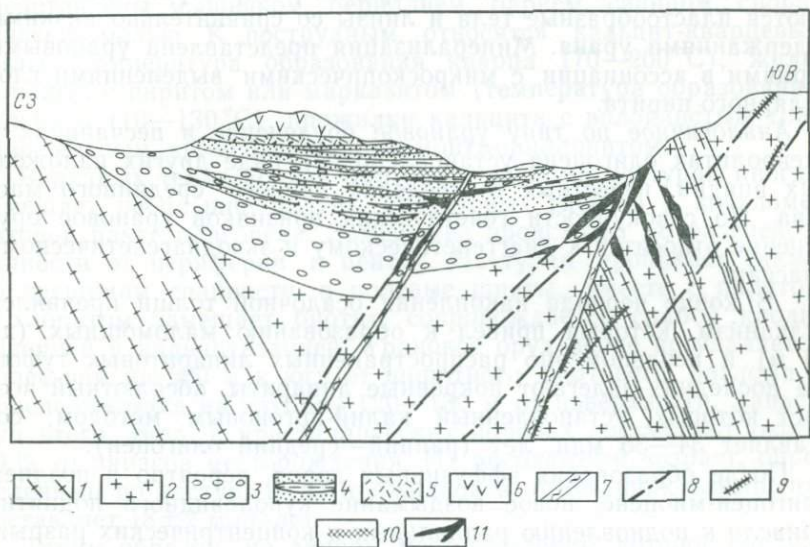


Рис. 82. Схематизированный геологический разрез через рудоносную эрозивно-тектоническую впадину.

Породы кристаллического фундамента: 1 — гнейсы, 2 — гранодиориты; породы осадочного чехла: 3 — конгломераты, 4 — песчаники с прослоями алевролитов, 5 — липаритовые туфы, 6 — липариты; разрывные нарушения: 7 — протяженные разломы, 8 — локальные нарушения высоких порядков; урановое оруденение: 9 — первого типа (настуран-кварцевые прожилки), 10 — второго типа (пластовые тела диагенетических и экзодиагенетических ураново-черных руд), 11 — третьего типа (сложные тела метасоматических настурановых руд)

ными конгломератами с гранитной дресвой. Изредка среди них встречаются маломощные (0,1—0,2 м) прослой серых разнотернистых песчаников с плохо окатанными обломками кристаллических пород и шламмом углефицированных растительных остатков. Верхняя пачка — существенно песчаниковая с прослоями алевролитов и глинистых алевролитов, с пропластками углей или с обильным углефицированным детритом. Отпечатки флоры, встреченные в алевролитах и глинах, позволяют отнести отложения данной пачки к олигоцену. Окраска пород верхней пачки — зеленовато-серая и серая.

В фациальном отношении отложения конгломератовой пачки принадлежат к делювиальному комплексу, нижняя часть песчаниковой пачки — к пролювиально-аллювиальным образованиям, а верхняя — сформировалась в условиях аллювиальной равнины с руслом, поймой, старицами и мелкими озерными водоемами.

Большая часть урановых рудных залежей локализована в верхней пачке, подчиняясь ритмичности слагающих ее пород. Урановое оруденение характеризуется литологическим контролем — приуроченностью к литифицированным, часто водонепроницаемым глинистым песчаникам и алевролитам — и тесной связью с углистой органикой. Широким распространением пользуются пластообразные тела и линзы со сравнительно низкими содержаниями урана. Минерализация представлена урановыми чернями в ассоциации с микроскопическими выделениями глобулярного пирита.

Аналогичное по типу урановое оруденение в песчаниках и алевролитах олигоцена установлено и в ряде других наложенных впадин, известных в пределах данного срединного массива. По совокупности генетических признаков урановое оруденение относится к диагенетическому и экзодиагенетическому классам.

В конце периода накопления осадочной толщи проявился вулканизм, который привел к образованию маломощных (до 40 м) и неравномерно распространенных липаритовых туфов. На последних залегают покровные липариты, абсолютный возраст которых, установленный калий-аргоновым методом, составляет 34—36 млн. лет (ранний—средний олигоцен).

После образования эффузивных пород, вероятно в позднем олигоцен-миоцене, новое воздымание куполовидного поднятия привело к подновлению радиальных и концентрических разрывных нарушений. С ними связано оруденение, локализованное как в осадочных отложениях олигоцена, так и в гнейсах и гранитоидах фундамента. Рудные тела характеризуются раздувами мощности, изгибами по падению, прихотливо извилистыми границами в плане, неравномерным распределением содержания урана. Вблизи южного бортового разлома наблюдаются переходы от согласно-последовательных рудных линз, параллельных

поверхности фундамента, к секущим рудным телам. Жилообразные рудные образования встречаются редко, обычно только в пределах крупных разрывных нарушений и преимущественно в нижней части пачек конгломератов. Урановое оруденение локализуется в породах, подвергшихся слабым дорудным изменениям (аргиллизация, кальцитизация), и сопровождается в свою очередь незначительными по интенсивности, но характерными для рудной стадии изменениями — образованием светло-зеленой микрочешуйчатой гидрослюд, волокнистого хлорита, дисперсных хлорита и гематита. Последним обусловлено покраснение пород вдоль прожилковидных выделений и вокруг гнезд настурана.

Главным рудным минералом является настуран, сопровождающийся пиритом и кальцитом: в отдельных рудных телах спорадически встречаются гематит, марказит, очень редко халькопирит и галенит (вероятно, возникший за счет радиогенного свинца). Настуран входит в цемент песчаников, цементирует брекчированные осадочные породы, замещает углефицированную древесину с сохранением ее структуры. В последнем случае образуются массивные настурановые руды, иногда в виде псевдоморфоз по стволам деревьев. Элементы-примеси в настуране представлены мышьяком, бериллием, барием, свинцом, спорадически медью. К пострудным относятся кальцит-кварцевые жилы (температура образования кварца 170—200 °С), жилы кальцита с пиритом или марказитом (температура образования кальцита 110—130 °С), прожилки кальцита с волокнистым травяно-зеленым хромсодержащим монтмориллонитом.

В рудных телах вблизи бортового разлома настуран иногда замещает небольшие валуны биотитовых гнейсов в конгломератовой пачке олигоцена. Замещение происходит по разнейсованности от периферии к центру. Настуран проникает также по трещинам спайности в полевые шпаты, вместе с пиритом и хлоритом замещает биотит, сопровождается слабой каолинизацией и кальцитизацией. Урановое оруденение не удаляется более чем на 200 м к югу от широтного бортового разлома и прослеживается на глубину 120—130 м от поверхности. Запасы руд этого типа в кристаллических породах составляют около 20 % от запасов месторождения. Их абсолютный возраст, определенный по настурану из прожилков в отложениях олигоцена, составляет 18 ± 2 млн. лет.

Таким образом, на данном месторождении, которое следует отнести к полигенным, отчетливо выделяются следующие разновозрастные типы руд:

- 1) в породах кристаллического фундамента — позднеэоценовая (?) гидротермальная настуран-кварцевая формация;
- 2) в осадочных отложениях раннего олигоцена — диагенетическое и экзодиагенетическое ураново-черниевое оруденение, тесно связанное с углистым веществом пород;

3) в осадочных отложениях олигоцена и породах кристаллического фундамента — миоценовая гидротермальная настурановая формация.

Возрастные и геологические соотношения минерализаций перечисленных типов позволяют предполагать, что наиболее древние руды первого типа служили источником урана в период формирования осадочных пород олигоцена и связанного с ними седиментационно-диагенетического оруденения.

Полигенные месторождения урана, сравнительно недавно выявленные и еще мало изученные, представляют то связующее звено между эндогенными и экзогенными рудообразующими процессами, на необходимость изучения которого неоднократно обращали внимание многие ведущие геохимики и геологи нашей страны.

Осадочно-метаморфогенные месторождения радиоактивных металлов образуются в условиях регионального метаморфизма при погружении различных уран- и торийсодержащих осадочных пород в глубинные зоны земной коры. Постепенное повышение давления приводит вначале к прогрессирующему уплотнению пород, сопровождающемуся выделением поровой и гигроскопической воды, а затем к перекристаллизации и изменению минерального состава пород, направленному в общем к образованию более плотных маловодных или безводных соединений, устойчивых в новых термодинамических условиях. Одновременное повышение температуры приводит к тому, что скорость химических реакций заметно возрастает: глубинные растворы, насыщенные газами, становятся все более химически активными. Эти возникшие в близповерхностной зоне земной коры новые условия, в которые попадают осадочные породы, не могут не сказаться на поведении заключенных в них рудных компонентов.

Выше отмечалось, что уже на самых ранних стадиях метаморфизма нарушаются, в частности, связи урана и других элементов-спутников с органическим веществом. Если в лигнитах и бурых углях уран и некоторые другие металлы в преобладающей части находятся в сорбционном виде и в форме металлоорганических комплексов, то в каменных углях появляются тонкодисперсные свободные настуран, урановая чернь, сульфиды молибдена, свинца, меди т. п. Примерно то же самое отмечает Р. В. Гецева при постепенной метаморфизации битуминозных и углистых сланцев.

Медленно мигрирующие воды могут растворять и перераспределять рудные компоненты, создавая вместо равномерно рассеянного первичного оруденения несколько обогащенные участки в метаморфизованных породах. Пути миграции служат тонкие трещинки, возникающие при перекристаллизации, отслаивании отдельных пропластков.

Еще более интенсивная миграция и перераспределение происходят в тех случаях, когда рудоносные породы энергично сминаются в складки и разбиваются дизъюнктивными нарушениями. Воды, попадающие в зоны нарушений, вследствие некоторого перепада давления теряют часть растворенных в них газов, равновесное состояние нарушается и рудный материал начинает осаждаться, образуя уже довольно богатые контрастные залежи. Таким образом, зоны разломов, секущие пласты

ураноносных метаморфических пород, играют роль благоприятных структурных факторов.

Поскольку все указанные явления происходят на значительных глубинах, то по этим же нарушениям могут мигрировать гидротермальные растворы магматического генезиса и зачастую весьма трудно разграничить относительную роль различных вод в процессах рудообразования. Последнее приводит к тому, что по поводу генезиса отдельных месторождений, приуроченных к метаморфическим породам, существуют разные точки зрения. Часть месторождений, отличающаяся сильным развитием явлений метасоматоза и неясным источником рудного материала, описана выше под названием стратиформных гидротермальных месторождений.

Ниже приведена характеристика осадочно-метаморфогенных месторождений, по поводу происхождения которых в последние годы достигнута общность взглядов у большинства исследовавших их ученых. Сюда в первую очередь относятся месторождения урана и тория в древних протерозойских метаморфизованных конгломератах, запасы промышленных руд урана в которых очень велики [18]. Кроме конгломератов в последнее время выявлена промышленная рудоносность в породах сланцевого типа — углистых и кремнистых, обычно тектонически довольно интенсивно дислоцированных и претерпевших региональный метаморфизм невысокой ступени [7, 14]. Практическая ценность месторождений в метаморфических сланцах установлена пока только для урана. Метаморфогенные месторождения в других типах пород имеют весьма ограниченное распространение и изучены крайне недостаточно.

Месторождения урана и тория в древних конгломератах

На урановые месторождения, связанные с древними конгломератами, приходится около 25 % общих запасов разрабатываемых месторождений капиталистических стран. Только в двух крупнейших районах Южной Африки и Канады [месторождения Витватерсранд и Блайнд-Ривер (Эллиот Лейк)] запасы урана превышают 600 000 т. В последние годы установлена также ураноносность в древних конгломератах Финляндии, Бразилии, Африки (Гана, Габон) и северо-восточной части Австралии [7, 18]. Характерной особенностью всех этих месторождений является присутствие в конгломератах наряду с ураном золота, а также тория и редких земель. При сравнительно низких (первые сотые доли процента) средних содержаниях урана комплексное извлечение из руд урана и золота делает разработку месторождений рентабельной, а более или менее равномерное размещение полезных компонентов в пределах рудоносных пластов, иногда протягивающихся на десятки километров, способствует значительному размаху эксплуатационных работ.

Месторождение Витватерсранд представляет собой по существу огромный рудный район, расположенный в пределах Южной Африки. Месторождение протягивается почти на 200 км, в его пределах находятся десятки рудников и обогатительных фабрик. Уже более полувека древние конгломераты Витватерсранда служат важным источником золота; в настоящее время ежегодная его добыча составляет около 400 т. Шахты Витватерсранда являются глубочайшими в мире, некоторые из них достигают 2500 м.

Впервые уран был обнаружен здесь в 1923 г. в шлихах обогатительных фабрик. В 1945 г. Американская комиссия по атомной энергии развернула исследовательские работы на золоторудных месторождениях, а спустя три года началась эксплуатация

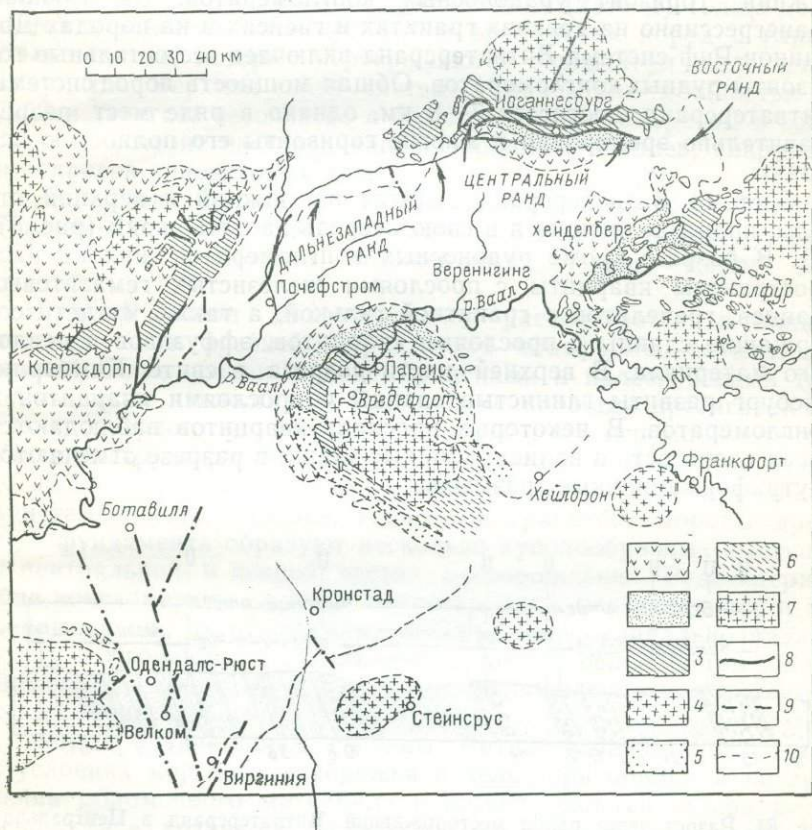


Рис. 83. Геологическая карта района Витватерсранда в Южной Африке [7].

1 — лавы формации Вентерсдорп; 2 — верхний Витватерсранд; 3 — нижний Витватерсранд; 4 — древний гранит; 5 — верхний Витватерсранд, перекрытый породами Карру; 6 — нижний Витватерсранд, перекрытый породами Карру; 7 — древний гранит, перекрытый породами системы Карру; 8 — сбросы; 9 — предполагаемые сбросы; 10 — выходы рифов на поверхность; весь район, помимо указанных условных обозначений, выполнен породами системы Карру

урановых руд. Значительное количество урана оказалось сосредоточенным в огромных отвалах 29 золотых рудников; для переработки этих отвалов к 1957 г. было построено 17 урановых заводов.

В районе Витватерсранда развиты породы различного возраста — от архея до палеоген-неогеновых. В основании разреза на древнейших гранитах и гнейсах, абсолютный возраст которых устанавливается равным 3310—3430 млн. лет (по С. Холмсу), залегают конгломераты, кварциты, аркозовые песчаники и кварцево-серицитовые сланцы системы Доминион-Риф общей мощностью около 250 м. Верхняя часть системы представлена вулканогенными породами, эффузивами и туфами с прослоями сланцев а иногда известняков, а в ее основании выделяется самый нижний горизонт ураноносных конгломератов. Залегающая трансгрессивно на древних гранитах и гнейсах и на породах Доминион-Риф система Витватерсранд включает все остальные горизонты рудных конгломератов. Общая мощность пород системы Витватерсранд достигает 7—8 км, однако в ряде мест разрез значительно эродирован и многие горизонты его полностью исчезают.

Система Витватерсранд делится на нижний и верхний отделы, подразделяющиеся в свою очередь на пять серий (рис. 83, 84). В разрезе кроме рудоносных конгломератов широко распространены кварциты с прослоями железистых гематитовых сланцев, гравелитов с гранитной галькой, а также магнетитсодержащие сланцы с прослоями кварцитов, эффузивов и пеплового материала. В верхней части разреза в свите Кимберли-Элсбург развиты глинистые сланцы с прослоями кварцитов и конгломератов. В некоторых прослоях кварцитов наблюдаются косая слоистость и волноприбойные знаки; в разрезе отмечаются внутриформационные размывы.

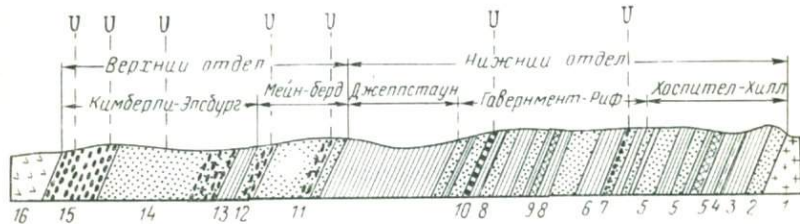


Рис. 84. Разрез через район месторождений Витватерсранд в Центральном Ранде Южной Африки [7].

На разрезе показаны опорные горизонты: 1 — древний гранит; 2 — кварциты Орандж-Грав, 3 — сланцы свиты Хоспител-Хилл, 4 — смывый слой Контортед-Бед, 5 — кварциты свиты Хоспител-Хилл, 6 — слой Промайз, 7 — конгломерат Промайз, 8 — слой Коронейшен, 9 — сланцы Коронейшен, 10 — конгломерат Гавернмент, 11 — конгломерат Мейн, 12 — конгломераты Берд, 13 — сланцы Кимберли, 14 — конгломераты Кимберли, 15 — конгломераты Элсбург, 16 — вентерсдорпские мандельштейны, U — ураноносные горизонты Центрального Ранда и других районов

Стратиграфически выше системы Витватерсранд располагается система Вентерсдорп, залегающая с эрозионным несогласием на разные горизонты Витватерсранда и на породы архея. Система Вентерсдорп складывается двумя типами пород: осадочными (конгломераты, гравелиты, аркозовые песчаники) и вулканогенно-осадочными и вулканогенными (вулканические брекчии, туфы, кварцевые порфиры, фельзиты и андезито-базальты). Общая мощность системы Вентерсдорп достигает 2800 м. В основании ее выделяется пласт кварцевых конгломератов (Контакт-Риф), который является одним из самых верхних ураноносных горизонтов. Разрез докембрийских отложений района завершает система Трансвааль, состоящая из трех свит. В основании ее располагаются базальные конгломераты, аркозы, кварциты и глинистые сланцы. Затем следует мощная (2100 м) толща доломитов и известняков с прослоями кремнистых пород и глинистых сланцев, которые перекрываются горизонтом железистых кварцитов. Верхняя свита системы Трансвааль мощностью до 7200 м залегает несогласно с базальным конгломератом в основании и состоит из чередования глинистых сланцев, кварцитов и покровов андезитовых лав.

Докембрийские образования перекрываются палеозойскими (системы Ваттерберг, Матсан, Умконго, Нама и Капская), а затем и более молодыми отложениями системы Карру (см. рис. 83).

Рудный район Витватерсранда располагается в южной краевой части древней Африканской платформы, активизированной более поздними докембрийскими и палеозойскими тектоническими движениями. Рудоносные площади протягиваются вдоль северного и северо-западного бортов огромной синклинальной структуры, выполненной породами системы Карру, несогласно перекрывающими комплекс сильнодислоцированных кристаллических сланцев, гнейсов и гранитов. Породы древнего фундамента образуют несколько куполообразных выступов в центральной и южной частях месторождения. Рудосодержащие конгломераты системы Витватерсранд, подстилающие и перекрывающие их отложения докембрия моноклинально падают к югу и юго-востоку. Это залегание иногда осложняется многочисленными сбросами и надвигами, обусловленными блоковыми движениями архейского фундамента.

Формирование пород системы Витватерсранд происходило в условиях морского побережья и дельт при обильном поступлении обломочного материала с возвышенностей севера и северо-запада, возникших вследствие проявления нескольких фаз складчатости (главные из них Шамвайская и Лимпопо). О субаквальном прибрежно-дельтовом характере пород этой толщи свидетельствуют волноприбойные знаки, косая слоистость, внутрипластовые размывы. На постоянное влияние континента и принос больших масс обломочного материала указывает

характер пород, изобилующих прослоями конгломератов, гравелитов и аркозовых песчаников, образовавшихся за счет разрушавшихся гранитных массивов. Их отложение сопровождалось интенсивной эффузивной деятельностью, на что указывает неоднократное появление в разрезе прослоев пеплового материала. Все породы несут следы метаморфизма, однако последний проявляется лишь в начальной стадии (хлоритизация, серицитизация и другие аналогичные изменения глинистых пород, регенерация зерен кварца и других минералов).

Рудоносные конгломераты сосредоточены главным образом в верхней части системы (см. рис. 84); лишь отдельные горизонты связаны с подстилающими отложениями Доминион-Риф и перекрывающими породами систем Вентерсдорп и Трансвааль. Всего в интервале примерно 10 000 м обнаружено около 20 рудоносных пластов. Среднее содержание урана в них колеблется от 0,019 до 0,038 % при крайних значениях от 0,005 до 0,10 %. На отдельных участках (Клерксдорп) верхний предел (0,10 %) содержания сохраняется для значительной части рудного интервала. Выявленные запасы урана района месторождения Витватерсранд оцениваются в 146 000 т U_3O_8 [13].

Рудные пласты со средней мощностью 1,5—1,6 м обычно группируются в разрезе в конгломератовые пачки по три-четыре пласта и прослеживаются часто на десятки километров. Цемент в конгломератах составляет от 30 до 40 % объема пород. Урановая минерализация связана с цементирующей частью; гальки, как правило, безрудны.

Главнейшим минералом урана является уранинит, реже присутствуют настуран и тухолит. Кварц слагает основную (70—80 %) массу цемента конгломератов. Остальные 20—30 % приходятся на слюдистые минералы, хлорит, серицит, пирофиллит, сульфиды (пирит, пирротин), золото, уранинит, настуран и тухолит. Среди аксессуарных минералов имеются некоторые урансодержащие — монацит, циркон, ксенотим, апатит, эвксенит; кроме них, обычно гранат, турмалин, касситерит, рутил и др. Из сульфидов в большом количестве присутствуют галенит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, кобальтин.

У. Либенберг и П. Рамдор [7, 15], детально изучившие состав рудоносных конгломератов Витватерсранда, пришли к выводу, что многие минералы представлены несколькими генерациями. Это относится не только к рудным компонентам, но и к тем минералам, которыми сложена главная масса цемента. Так, кроме обломочных зерен кварца в цементе конгломератов выделяется более поздний переотложенный тонкозернистый кварц. Он располагается между гальками и более мелкими зернами обломочных частиц, цементирует их и частично замещает агрегаты слюдистых минералов.

Установлено и несколько генераций пирита. Наиболее распространены обломочные зерна пирита диаметром от 0,5 до

3,0 мм. По мнению авторов, эти зерна являются окатанными обломками монокристаллов и мономинеральных агрегатов. Пирит такого типа получил название пиритовой дроби. К более позднему пириту диагенетического происхождения отнесены пиритовые (марказитовые) конкреции и мелкие стяжения среди глинистых агрегатов цемента. Еще более поздний пирит регенерирует зерна обломочного пирита, выполняет мелкие трещинки в кварцевых гальках и в обломочных минералах цемента. Пирит этой поздней генерации вместе с другими сульфидами выполняет и тонкие прожилки в породах. Пирит ранних генераций часто замещается сфалеритом, халькопиритом, галенитом, пирротинном, пентландитом, арсенопиритом и золотом.

Пирротин распространен в наиболее глубоких горизонтах конгломератов. По-видимому, он является типичным метаморфогенным минералом и образуется из пирита в результате его высокотемпературного прогрева. Золото встречается главным образом в цементе конгломератов, реже в трещинках жильного кварца как в виде отдельных частиц, так и в виде гроздей зерен, характерных для всех рудоносных пластов конгломератов. Частицы золота имеют различную форму — неправильную, губчатую, овальную и округлую. Наиболее распространены золотишки неправильной формы. Отмечены также случаи, когда золото встречается в тонких прожилках, пронизывающих пиритосодержащие кварциты и конгломераты.

Уранинит присутствует в виде мелких округлых зерен (рис. 85), а также включений неправильной формы и тонких прожилков. По аналогии с пиритом считается, что округлые зерна уранинита имеют обломочное происхождение и накапливались в конгломератах одновременно с другими устойчивыми минералами тяжелой фракции (хромитом, монацитом, цирконом и др.), с которыми они часто встречаются совместно. Уранинит содержит до 6,52 % ThO_2 , что значительно превышает количество тория в коллоидальной урановой смолке из гидротер-

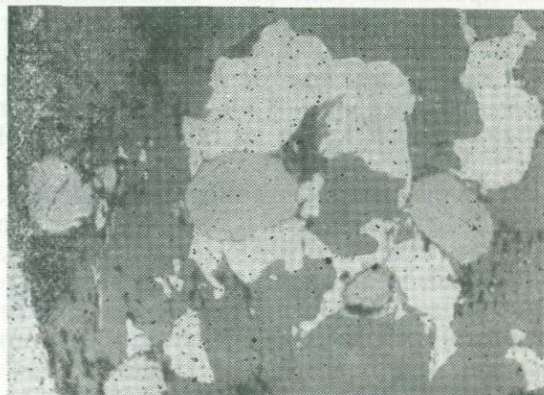


Рис. 85. Окатанные обломки уранинита (светло-серые), окаймленные более поздними выделениями золота (белые) и кварца (темно-серые) (по П. Рамдору, 1954 г.).

Аншлиф, увел. 53

мальных месторождений. На этом основании предполагают, что обломочные зерна уранинита образовались главным образом за счет разрушения урано-ториевых пегматитов. Другие формы уранинита в виде неправильных включений и прожилок рассматриваются как вторичные, возникшие при последующей миграции урана за счет растворения некоторой части его обломочных зерен. Л. Нел отмечает, что в рудоносных конгломератах обнаружены остатки водорослей, и приходит к заключению, что углеводороды, встречающиеся совместно с уранинитом и частично замещающие его с образованием тухолита, возникли за счет преобразования докембрийской флоры.

В результате проявления начальных стадий метаморфизма многие зерна уранинита расщеплены по краям, а иногда раздроблены, и их отдельные части несколько смещены относительно друг друга. Трещинки в зернах уранинита часто выполнены галенитом, видимо, радиогенного происхождения. Вместе с галенитом иногда встречаются мельчайшие включения золота и сульфидов (пирротин, халькопирит, сфалерит, пентландит).

Содержание монацита достигает 5 % от суммы минералов тяжелой фракции. Аналогично ураниниту он представлен зернами преимущественно овальной формы и весьма однородного размера. В них содержится 0,32 % U_3O_8 и 4,74 % ThO_2 . Иногда в монаците присутствуют частицы галенита. Зерна циркона встречаются совместно с уранинитом и монацитом и содержат до 0,84 % U_3O_8 .

Гипергенная урановая минерализация в конгломератах наблюдается иногда в старых горных выработках, где по включениях уранинита при одновременном разрушении сульфидов под воздействием сульфатных вод образуются циппеит, шрекингерит, скупит и уранофан.

Месторождения Эллиот Лейк (Блайнд-Ривер) ураноносных конгломератов находятся в Канаде, в южной части провинции Онтарио. Промышленная рудоносность здесь была установлена разведочными работами в 1953 г. на значительной площади, имеющей вид полосы протяженностью 120—130 км. Географо-экономическое положение месторождений весьма благоприятно: они располагаются вдоль северного побережья озера Гурон по соседству с крупным центром никелевой промышленности Седбери.

Ураноносные конгломераты района Эллиот Лейк приурочены к краевой части Канадского щита и относятся к докембрийским отложениям. Последние подразделяются на архейский, гуронский, и кьюиноуский крупные комплексы. Архейский комплекс сложен глубокометаморфизованными гнейсами, зеленокаменными породами, прорванными гранитоидами и габбро. Гуронский (протерозойский) комплекс представлен мощной толщей осадочно-вулканогенных слабометаморфизованных пород,

состоящей из конгломератов, аркозов, граувакк, алевролитов, глинистых сланцев, известняков, а в верхней части полевошпатовых кварцитов. Общая мощность этих пород сильно колеблется; в районе Эллиот Лейк она примерно равна 1000 м. В отличие от сильно дислоцированных и смятых в многочисленные, часто изоклинальные складки архейских образований гуронские породы слагают крупные куполовидные структуры широтного простирания (рис. 86). Поскольку к этому комплексу относятся рудоносные конгломераты, его стратиграфия в последние годы изучена детально. Большинство авторов подразделяют гуронские отложения на две серии: нижнюю — Брюс и верхнюю — Кобальт. В нижней части серии Брюс располагается формация Миссиаги, содержащая рудные горизонты.

Геологические и минералогические особенности месторождений Канады сходны с теми же признаками месторождения Витватерсранд. Идентичны возраст и состав рудовмещающих пород: и в том, и в другом случае уранинит и золото ассоциируют с пиритом. Они близки и по составу реже встречающихся сульфидов — галенита, сфалерита, халькопирита, пирротина и др. Вместе с тем имеются существенные различия в составе и количественных соотношениях главных рудных минералов. В районе Эллиот Лейк наиболее распространены браннерит и

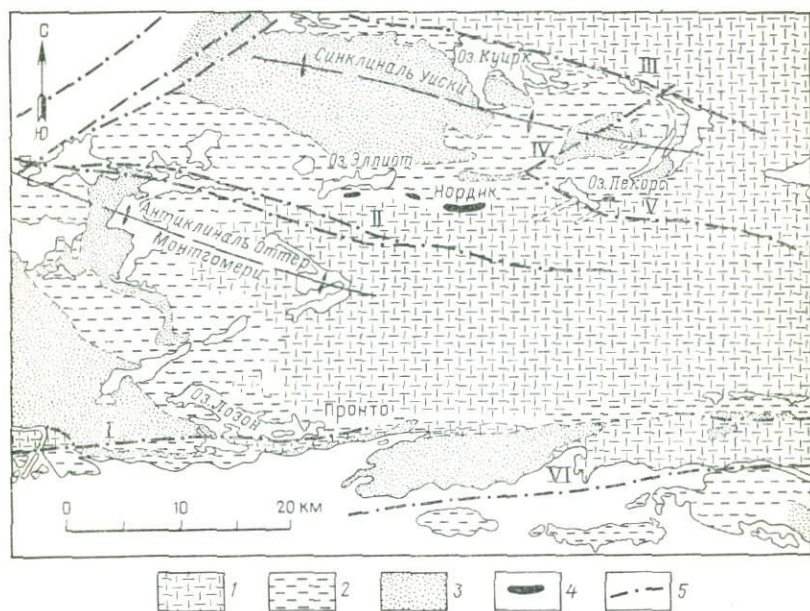


Рис. 86. Геологическая карта района Блайнд-Ривер (по Д. Робертсону, 1955 г).

1 — граниты, сланцы и зеленокаменные породы архея Гуронского комплекса; 2 — серия Брюс; 3 — серия Кобальт; 4 — рудные зоны; 5 — разломы: I — Марри, II — Монтемери, III — Куирк, IV — Мак-Кул-Лейк, V — Уэббвуд, VI — Саут-Марри

монацит, в Витватерсранде монацит весьма редок, а браннерит полностью отсутствует. Неодинакова также роль золота, дающего высокие концентрации в ураноносных конгломератах Витватерсранда и незначительные — в рудных залежах Эллиот Лейк. Указанные различия, видимо, связаны главным образом с особенностями источников минерального питания и специфической геологической структурой регионов; сходство этих месторождений не оставляет сомнения в общей близости условий образования их ураноносных конгломератов и рудных залежей.

Богатства месторождений Южной Африки и Канады возбуждали интерес к поискам аналогичных месторождений в других районах мира. Наибольшее внимание при этом уделялось крайним участкам древних (докембрийских) щитов [7, 18]. К настоящему времени выявлены небольшие месторождения в золотоносных конгломератах Бразилии (Жакобина). Обнаружены рудопоявления в золотоносных конгломератах Ганы и Габона. Последние по своему стратиграфическому и структурно-тектоническому положению являются аналогами месторождения Витватерсранд. В западной Австралии открыто урановое оруденение в формации Маунт Брюс (нижний протерозой). В Финляндии на западном берегу озера Пиэлисарви в районе Эно-Коли урановое оруденение встречено в ятулийских конгломератах и кварцитах, залегающих на докембрийских гранито-гнейсах и кристаллических сланцах. На юг от Эно-Коли урановая минерализация прослежена на 25 км. Все эти открытия указывают на перспективность данного типа месторождений.

О генезисе урановых месторождений в древних конгломератах высказывались различные мнения. До недавнего времени господствовало представление об их гидротермальном происхождении. Такие взгляды разделяла значительная группа геологов (К. Девидсон, В. Мак-Келви, Д. Эверхарт и др.).

Обращалось также внимание на то, что тухолиты из конгломератов Витватерсранда оказались вполне идентичными тухолитам гидротермальных жил. Пржилковые формы сульфидов, сопровождающих урановое оруденение в кварцитах и конгломератах, рассматривались как бесспорно гидротермальные.

В последние годы работы рудничных геологов, а также результаты исследований У. Либенберга, П. Рамдора и Л. Нела, обобщенные в докладах Международных конференций в Женеве и XXI сессии Международного геологического конгресса в Копенгагене (1960 г.), позволили обосновать осадочно-метаморфогенную теорию образования ураноносных конгломератов. Главнейшие доводы в пользу такой точки зрения следующие.

1. Приуроченность оруденения к определенным стратиграфическим горизонтам с протяжением рудных зон на значительное (десятки километров) расстояние.

2. Повышенные содержания радиоактивных элементов (U,

Th) в тех же стратиграфических горизонтах и за пределами собственно рудных площадей, что свидетельствует об общей зараженности вмещающих пород и наиболее убедительно объясняется условиями их осадконакопления.

3. Связь рудных залежей с фациально-палеогеографическими особенностями ураноносных конгломератов, их приуроченность, в частности, к депрессиям архейского фундамента.

4. Связь радиоактивных элементов с определенными разновидностями конгломератов.

5. Терригенный облик и особенно наличие явных следов окатанности у главных радиоактивных минералов (браннерита, монацита, уранинита, а также циркона, ксенотима, апатита, эвксенита и др.). Тесная связь рудных концентраций уранинита с другими минералами тяжелой фракции явно обломочного происхождения — касситеритом, хромитом, шпинелью, минералами группы самарскита и др.

6. Повышенное содержание тория в уранините (до 6 % ThO_2 и более), обеспечивающее его высокую устойчивость при транспортировке и сохранность в россыпях с другими терригенными минералами. Вместе с тем столь большое содержание тория в уранините россыпей является показателем высокотемпературного образования последнего, что свойственно ураниниту магматических пород и пегматитов, а не гидротермальных жил; в гидротермальном уранините содержание тория ниже 0,1 %.

Данные определения возраста главных уран- и торийсодержащих минералов прекрасно увязываются с представлением об их седиментационно-метаморфогенном генезисе. По-видимому, наибольшие из полученных величин (2500—2200 млн. лет) отвечают времени образования радиоактивных минералов в коренных породах. Они весьма сходны с абсолютным возрастом монацита (2550 млн. лет) и циркона (2450 млн. лет). Тот факт, что для некоторых уранинитов и браннеритов получен возраст 1300, 630 и 350 млн. лет, свидетельствует о наличии новообразований этих минералов, обусловленных их переотложением при метаморфизме. Такие новообразования отчетливо выявляются с помощью исследований с микроскопом.

К продуктам эпигенетического преобразования россыпей в стадию метаморфизма можно также отнести: мелкие секущие прожилки, выполненные кварцем, сульфидами и содержащими иногда золото и настуран, необычные для неизмененных россыпей зазубренные пластинки и пленки золота, явно вторичные образования настурана, тухолита, сульфидов, замещающие первичные рудные минералы и т. п.

Таким образом, с позиций осадочно-метаморфогенной теории достаточно хорошо объясняются специфические особенности древних ураноносных конгломератов, благодаря чему эта теория в последние годы приобретает все большее число сторонников.

Исходя из перечисленных признаков описываемых месторождений их генезис можно представить следующим образом. Уранинит, монацит и другие уран- и торийсодержащие минералы накапливались в дельтах рек и в прибрежных участках древних морских бассейнов в результате энергичного разрушения окружающих магматических пород, несущих жилы пегматитов. Процесс осадконакопления был весьма длительным, происходил в условиях интенсивного прогибания ложа бассейнов седиментации и часто сопровождался эффузивной магматической деятельностью. Вследствие значительного последующего погружения породы подвергались влиянию регионального метаморфизма, проходившего в условиях циркуляции нагретых подземных вод, благодаря деятельности которых происходило переотложение наиболее способных к миграции минералов, образование и отложение сульфидов, формирование прожилковых текстур и т. п. В этих же условиях в результате реакций уранинита с титансодержащими компонентами образовывался браннерит. Все преобразования протекали в восстановительной обстановке, сохранению которой способствовало, в частности присутствие углеводородов, вошедших в состав тухолита. Если принять эту точку зрения, то месторождения урана и тория в древних конгломератах следует рассматривать как очень мощные, регионально метаморфизованные россыпи.

При поисках аналогичных месторождений, имеющих, как было показано, весьма большое промышленное значение, следует ориентироваться не на более молодые интрузивные тела, разломы и другие структурные факторы, важные для гидротермальных месторождений, а на особенности палеогеографии и геологической истории районов, прежде всего на наличие благоприятных источников сноса и областей формирования достаточно мощных древних россыпей, а в более поздний период — на существование условий, способствующих концентрации рудного материала и его сохранности.

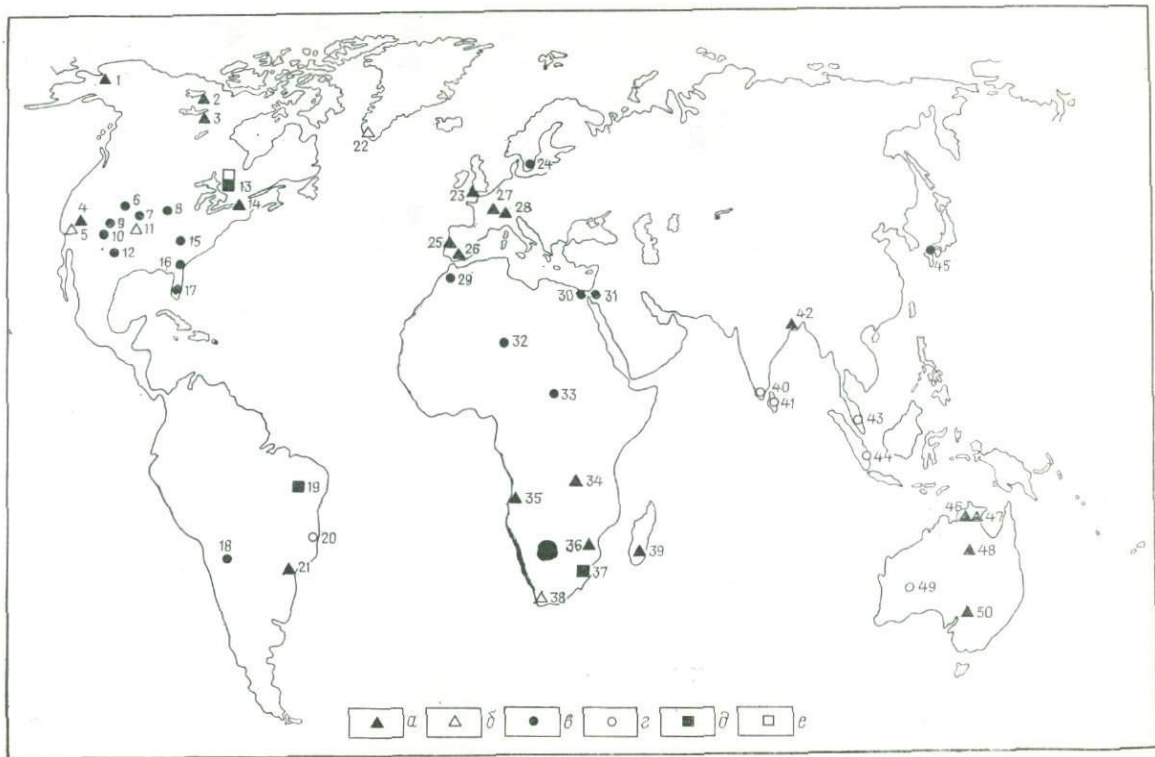
При поисках новых нефтяных и газовых залежей в глубинных слоях осадочного покрова платформ разведочные скважины часто достигают метаморфизованного основания последних. Учитывая материалы данной главы, следует рекомендовать обязательное и всестороннее исследование не только осадочной толщи, но и метаморфизованного фундамента, особенно в его краевых частях. Ценность полезных ископаемых, аналогичных рудам Витватерсранда, настолько велика, что при достаточных запасах может оправдать даже проведение шахтных выработок.

О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ В РАЗМЕЩЕНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАДИОАКТИВНОГО СЫРЬЯ

Приведенное в предыдущих главах описание ряда конкретных месторождений радиоактивных минералов показывает их весьма большое генетическое разнообразие, особенно присущее месторождениям урана. Последнее вполне естественно и связано со специфическими геохимическими свойствами этого элемента и его мобильностью. Размещение главнейших урановых и ториевых месторождений показано на рис. 87.

Эпигенетические перемещения урана в разрывных структурах, метаморфизирующихся толщах и промывающихся пластовыми водами осадочных породах во многих случаях настолько значительны, что время и формы первичной его фиксации остаются невыясненными даже при детальном изучении. Последнее весьма затрудняет решение генетических вопросов. Вместе с тем задачи дальнейшего расширения запасов радиоактивного сырья настоятельно требуют выработки научных критериев их поисков, что позволило бы не только более уверенно оценить перспективность уже известных территорий, но и наметить новые крупные регионы, благоприятные для проявления эндогенного и экзогенного оруденения.

Выяснению региональных закономерностей в формировании и размещении месторождений радиоактивных металлов посвящено значительное число работ как советских ученых, так и зарубежных. При этом основное внимание уделяется урану, являющемуся главным источником ядерного горючего. В 60-х годах большое развитие получили представления об урановых провинциях и преимущественных эпохах уранонакопления. В советской литературе они освещены в работах М. М. Константинова и Е. Я. Куликовой, А. И. Семенова, В. И. Смирнова и ряда других ученых. Эти авторы выделили ряд металлогенических провинций, отличающихся приуроченностью к ним основной массы урановых месторождений. Согласно их работам под металлогенической провинцией понимается совокупность рудных проявлений больших территорий, приуроченных к единой крупной геотектонической структуре второго порядка, т. е. являющейся частью одного из основных геолого-структурных элементов земной коры (щита, платформы, великого складчатого пояса).



В последние годы проблема образования урановых провинций, а в связи с этим и источников урана активно обсуждается на международных симпозиумах (Афины, 1974; Вена, 1976). По мере совершенствования методов определения абсолютного возраста горных пород и минералов все более отчетливо выявляется та особенность, что многие урановые провинции мира характеризуются длительной историей и неоднократным перетолжением урана. Это наиболее очевидно для месторождений, первоначально сформированных в докембрии и имевших длительный временной интервал для переработки.

Характерные соотношения различных типов уранового оруденения довольно отчетливо выявляются при анализе месторождений Канадского щита. Ураноносные кварцево-галечные конгломераты района Эллиот Лейк слагают основание нижнепротерозойской осадочной толщи и располагаются вдоль южного окончания массива архейских пород, которые включают ураноносные пегматиты и граниты, являющиеся источниками сноса. Приблизительно в 160 км западнее имеется множество жил молодой урановой смолки, концентрирующейся в архейских породах непосредственно ниже поверхности несогласия вдоль нижней границы протерозойских комплексов.

Аналогичная ассоциация была установлена в уранорудных районах Биверлодж и Атабаска в Северном Саскачеване, где более древние ураноносные пегматиты пространственно связаны с жилами урановой смолки, а в перекрывающих кварцевых песчаниках и конгломератах локализованы осадочные месторождения. Таким образом, различные генетические группы месторождений соединяются в единую цепь.

Э. Э. Смит [18] на основании результатов исследований многих геологов пришел к выводу, что в районе Рам-Джангл Австралии в едином геохимическом цикле связаны крупные жильные месторождения с обогащенными ураном кварцево-галечными конгломератами и пегматитами более древних пород. В качестве наиболее вероятных источников урана прожилковых и вкрапленных руд района Биверлоджа в Канаде и месторождений Северной Австралии рассматриваются вмещающие

Рис. 87. Карта размещения главнейших урановых и торцевых месторождений капиталистических и развивающихся стран [18].

а, б — эндогенные месторождения соответственно урана и тория; *в, г* — экзогенные месторождения соответственно урана и тория; *д, е* — метаморфогенные месторождения соответственно урана и тория; месторождения: 1 — Росс-Адамс, 2 — Порт Радий, 3 — Эйс-Фей, 4 — Мерисвэйл, 5 — Сульфид-Куин, 6 — урансодержащие сланцы формации Фосфория, 7 — Вайоминг, 8 — лигниты Южной Дакоты, 9 — Хэппи-Джек, 10 — Монумент, 11 — горы Уэт, 12 — Амброзия-Лейк, 13 — Блайнд-Ривер, 14 — Бенкрофт, 15 — битуминозные сланцы Чаттануга, 16 — фосфориты Теннесси, 17 — фосфориты Флориды, 18 — Маларгве-Мендоса, 19 — Жакобина, 20 — Баия, 21 — Посос-де-Кальдас, 22 — Илимауссак, 23 — Корнуэлл, 24 — кольм Швеции, 25 — Португалии, 26 — Испании, 27 — Лимузен, 28 — Вандея, 29 — фосфориты Марокко, 30 — фосфориты Египта, 31 — фосфориты Израиля, 32 — Нигера, 33 — фосфориты Бакума, 34 — Шинколовбе, 35 — Россия; 36 — Палабора, 37 — Витватерсранд, 38 — Стинкамскрааль, 39 — пегматиты острова Мадагаскар, 40 — Траванкур, 41 — Шри Ланка, 42 — Джадугуда, 43 — Малайзии; 44 — Индонезии, 45 — Японии (Нинге-Тогэ), 46 — Рам-Джангл, 47 — Аллигейтор-Риверс, 48 — Мери Кетлин, 49 — Пилирри, 50 — Радий-Хилл

Абсолютный возраст, млн. лет	Основные этапы эволюции земной коры	Структурные элементы земной коры и связанные с ними ведущие типы урановых месторождений								
		Кратоны	Эпикратонные впадины	Протогеосинклинальные пояса	Области протоконтинентализации	Интракратонные впадины	Срединные массивы и их обрамление	Области тектономагматической активизации	Области эпиплатформенного орогенеза со слабым магматизмом	Современные стабильные платформы, охваченные активизацией
0 240	IV. Образование современной континентально-океанической коры и проявление эпиплатформенного орогенеза								11 12 13 14	
1600	III. Образование гранитной коры геосинклинально-склабчатых поясов основания молодых платформ					7 Co-U 8 Cu-U 9 P-Mo-U 10 F-U-As Th-U-Ti				
3500	II. Образование гранитно-метаморфической коры фундамента древних платформ		2	3 4 Au-U	α 5 β					
	I. Образование базальтовой коры	1								
Этапы уранового рудообразования		I	II		III			IV		

комплексы пород типов слюдястых хлоритовых и графитовых сланцев, которые в то же время являлись благоприятной средой для формирования жильных уранорудных тел. В обзорном докладе автор отмечает, что большинство ураноносных жил в любых отдельных структурных комплексах обычно связано с конечными стадиями тектонической деятельности в регионе.

Большой фактический материал, иллюстрирующий эволюцию уранового рудообразования в связи с тектоническим развитием земной коры, приводится в недавно опубликованной работе В. И. Казанского, Н. П. Лаверова и А. И. Тугаринова [6]. Положение, выделяемых ими ведущих типов урановых месторождений показано на рис. 88. В каждом из намеченных авторами этапов уранового рудообразования выделяются стадия экзогенного рудонакопления и сопряженная, следующая за ней эндогенная. Первый этап связан с образованием базальтовой земной коры. Повышенные концентрации урана для этого этапа нехарактерны. На ранней стадии второго этапа сформировалась серия рассеянных, позднее метаморфизованных золото-урановых и редкоземельно-урановых месторождений (конгломераты Блайнд-Ривер в Канаде, Витватерсранда в Южной Африке, Габона и др.), самых ранних (от 2700 до 2800 млн. лет) в истории Земли. На второй, более поздней стадии возникли стратиформные золото-урановые месторождения в графитизированных сланцах (от 2000 до 1700 млн. лет), урановые и апатит-урановые месторождения в щелочных метасоматитах (от 1800 до 1600 млн. лет), скарновые, гидротермальные и редкоземельно-урановые, а также пьитметалльные жильные месторождения.

Третий этап совпадает с формированием геосинклинально-складчатых поясов (фундамента молодых платформ) и охватывает рифей — ранний мезозой. В самом начале этого этапа возникли широко известные стратиформные медно-урановые и гидротермальные кобальт-урановые месторождения, приуроченные к интракратонным впадинам байкалид. Затем широкое развитие получают стратиформные месторождения в ураноносных черных сланцах с огромными запасами урановых руд. Немного позднее сильно проявилось гидротермальное урановое

Рис. 88. Эволюция урановых месторождений в связи с развитием структур земной коры.

Примеры ведущих типов урановых месторождений: 1 — повышенные концентрации урана в магматических породах, 2 — ураноносные конгломераты, 3 — стратиформные золото-урановые месторождения, 4 — ураноносные скарны, 5а — урановые метасоматические месторождения в альбититах, 5б — урановые и пьитметалльные гидротермальные месторождения, 6 — стратиформные медно-урановые месторождения, 7 — гидротермальные кобальт-урановые месторождения, 8 — стратиформные урановые месторождения в черных сланцах, 9 — гидротермальные апатит-урановые и молибден-урановые месторождения, 10 — гидротермальные торий-урановые и титан-урановые месторождения, 11 — гидротермальные флюорит-урановые, мышьяково-урановые и урановые месторождения, ассоциирующиеся с полиметаллическим оруденением, 12 — седиментационно-диагенетические, полистадийные и полигенные урано-фосфатные и редкоземельно-урановые месторождения, 13 — полистадийные и полигенные (Mo, As, V) урановые месторождения, 14 — инфильтрационно-эпигенетические (Se, Mo, V) урановые месторождения

оруденение, связанное с континентальным вулканизмом и магматизмом. Уранорудные эпохи совпадают с эпохами орогенного магматизма в байкальских, каледонских и герцинских складчатых областях, а также в областях тектоно-магматической активизации с абсолютным возрастом руд, близким к 620—500, 380—350, 270—240 и 150—140 млн. лет.

Четвертый этап (незавершенный) связан с наиболее поздними процессами эпиплатформенного орогенеза. Он представлен всем разнообразием экзогенных урановых месторождений: седиментационно-диагенетических и полистадийно-эпигенетических, формирующихся главным образом в депрессионных зонах земной коры континентов. Гидротермальные месторождения этого этапа проявлены слабо. Они отличаются от гидротермальных месторождений, образованных ранее, не только меньшими масштабами, но и своеобразием химического состава руд. Авторы работы [6] полагают, что гидротермальная стадия четвертого незавершенного этапа находится еще в самом начальном («эмбриональном») состоянии эндогенного процесса.

При обсуждении проблемы источника урана для гидротермальных месторождений различного возраста авторы приходят к выводу, что совокупность имеющихся данных указывает на полигенную природу рудных веществ в гидротермальных месторождениях палеозойских складчатых областей. При этом полагают, что частично они привносились из древних ураноносных осадочных формаций, отчасти мигрировали в нагретых поверхностных водах. Доля каждого из этих источников для разных территорий могла быть различной, и следовательно, возникновение ураноносных провинций определялось совокупностью нескольких факторов. Еще сложнее стоит вопрос об источниках урана для месторождений, приуроченных к ураноносным провинциям мезозойского и кайнозойского возрастов. Это связано с тем, что мезозойские и кайнозойские тектонические движения и магматизм, наложившиеся на самые разнородные элементы земной коры, приводят к интенсивной миграции урана и к образованию его месторождений как жильных и стратиформных с проблематичным источником урана, так и заведомо экзогенных: диагенетических, полистадийных и инфильтрационных.

Для выяснения закономерностей экзогенного уранового рудообразования особый интерес представляют сведения об изменении в породах различного возраста содержания органического углерода и соотношения окисного и закисного железа. Последнее, как известно, является показателем степени восстановленности или окисленности осадочных пород.

А. Б. Ронов обобщил данные о содержании органического углерода, окисного и закисного железа в породах рифея, палеозоя и мезокайнозоя Русской и Северо-Американской платформ. На рис. 89 приведено изменение этих показателей

в течение крупных этапов геологической истории. Сходство графиков по обеим платформам и достаточно четкая корреляция между ними свидетельствуют об общности условий формирования пород на отдаленных друг от друга континентах. Низкие отношения окисного железа к закисному для раннего протерозоя рассматриваются как показатель почти полного отсутствия окисляющего воздействия атмосферы при палеогипергенных процессах. Возрастающее отношение

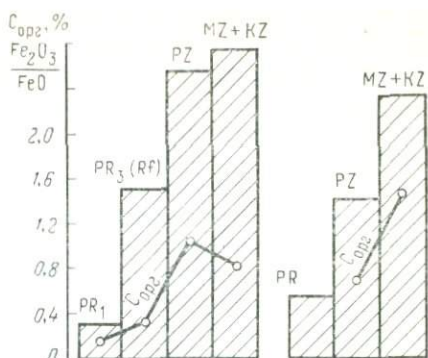


Рис. 89. Изменение величины отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ и содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ в глинах Русской (I) и Северо-Американской (II) платформ (по А. Б. Ронову, 1970 г.).

$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$, начиная со среднего протерозоя, отражает растущую интенсивность окислительных процессов на континентах. Это совпадает с увеличением содержания в породах органического углерода, указывающего на рост биомассы организмов и, в частности, массы растений, которые обеспечивают развитие фотосинтеза, а также определяют специфику и направление последующих геохимических процессов. На основе перечисленных данных А. Б. Ронов пришел к выводу, что в раннем протерозое (от 2000 до 2700 млн. лет) на земной поверхности еще преобладали восстановительные условия.

На вероятное отсутствие в раннепротерозойской атмосфере Земли свободного кислорода указывает В. В. Руби. По мнению ряда исследователей [7, 15, 18], о недостатке кислорода в атмосфере того времени свидетельствуют многочисленные находки окатанных зерен, галек пирита, уранинита и других легкоокисляющихся минералов, которые обнаруживаются в нижнепротерозойских конгломератах Канады, Южной Африки и ряда других стран.

А. И. Перельман [5] выделяет четыре этапа исторической геохимии урана. Первый — архейско-раннепротерозойский является восстановительным (от 3500 до 1200 млн. лет). При отсутствии в атмосфере кислорода этот этап характеризуется главным образом механической миграцией урана. Рубеж 1200 млн. лет рассматривается, как время накопления в атмосфере значительных количеств кислорода, что наложило отпечаток на весь дальнейший ход геологических процессов. Однако этот рубеж, видимо, следует существенно понизить, так как по многим другим данным, нашедшим отражение в работах А. В. Сидоренко и А. И. Тугаринова, известно, что окисляющее воздействие кислорода атмосферы, с одной стороны, и

накопление урана в морских илах, насыщенных органическим веществом,— с другой, проявлялись уже на границе раннего и среднего протерозоя (от 2 000 до 1 900 млн. лет), хотя и не в столь значительных количествах, как это было позднее. Если принять такую поправку, то второй этап (средне-позднепротерозойский) будет охватывать период от 2 000 до 680 млн. лет. Для него характерны окислительные условия, проявившиеся в накоплении первично-красноцветных формаций, окисления сульфидов, появления в водах сульфатов и в развитии каолиновых кор выветривания. Органическое вещество интенсивно окислялось. Поверхностные и подземные воды имели углекислый состав и были благоприятны для переноса урана в форме карбонатных комплексов. Таким образом, эпоха механической миграции урана сменилась эпохой его миграции в растворах.

Третий этап — венд-раннепалеозойский (от 680 до 480 млн. лет) характеризуется накоплением урана на восстановительном барьере в морских илах. В этот период в связи с накоплением значительных количеств органического вещества в халистатических зонах морских бассейнов происходит выпадение из морских иловых вод больших масс урана и ряда других элементов, поступающих, согласно М. Н. Альтгаузену, частично с продуктами подводной вулканической деятельности.

Четвертый этап — среднепалеозойско-кайнозойский отличаются от предыдущего тем, что восстановительные барьеры получили особенно широкое развитие не только в условиях морских водоемов, но и на континентах в связи с появлением высших растений. На континентах создавались контрастные геохимические обстановки, благоприятствующие как выносу и миграции урана, так и его концентрации в очагах восстановления — в осадках и породах, обогащенных органическим веществом (торфяники, угли, рассеянное органическое вещество в сероцвет-

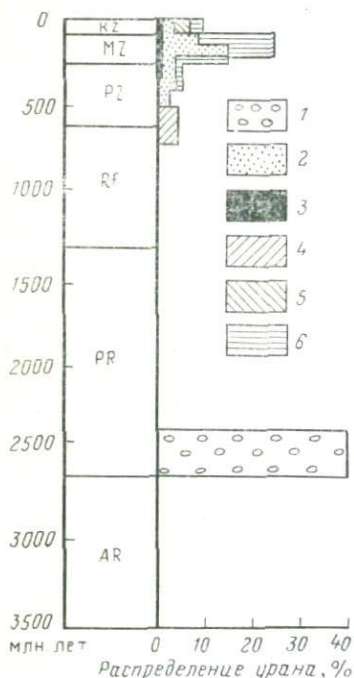


Рис. 90. Геохронологическое распределение урана в осадочных месторождениях капиталистических и развивающихся стран.

1 — конгломераты; 2 — пестроцветные песчаники; 3 — черные углеродсодержащие сланцы; 4 — угли; 5 — фосфатные породы; 6 — эпигенетические месторождения

ных породах, перемежающихся с красноцветами). В этот период уран накапливался преимущественно в депрессионных структурах материков и в меньшей степени попадал в конечные области стока — морские бассейны.

Большое внимание проблеме образования экзогенных урановых месторождений на разных стадиях развития основных структурных элементов земной коры уделяет в своих работах В. И. Смирнов [10], который отмечает увеличивающееся разнообразие экзогенных месторождений урана от древних к молодым образованиям. Согласно В. И. Смирнову, в протерозое они практически представлены одним типом урановых месторождений в конгломератах. В рифее и нижнем палеозое известны ураноносные черные сланцы и фосфатные породы. В среднем и верхнем палеозое наряду с ураносодержащими черными сланцами и фосфоритами возникает формация ураноносных песчаников. Наиболее разнообразны типы экзогенных месторождений урановых руд среди отложений мезозоя и кайнозоя, представленные всеми их разновидностями.

Авторы попытались по методике, предложенной В. И. Смирновым, проанализировать стратиграфическую приуроченность месторождений, связанных с различными по составу осадочными породами с учетом новейших сведений (рис. 90). По сравнению с ранее опубликованными данными в мезозое существенно возросла роль ураноносных песчаников, в которых эпигенетические типы месторождений приобрели ведущее значение. В верхнем палеозое выделились также приуроченные к песчаникам диагенетические, экзодиагенетические и полистадийные месторождения, особенно характерные для пермских бассейнов Европы. В кайнозое, кроме того, появились месторождения в фосфорсодержащих породах, не известные ранее. Соотношения, выявленные при таком количественном анализе, достаточно отчетливо подтверждают закономерности в формировании экзогенных месторождений, о которых говорилось выше.

Дальнейшее накопление фактического материала по изучению конкретных рудоносных районов и рудопроявлений, анализируемого и обобщаемого с учетом приуроченности этих рудоносных районов и рудопроявлений к крупным геотектоническим элементам и эпохам геологической истории Земли, явится основой для уточнения методов прогнозирования и поисков месторождений радиоактивного сырья, столь необходимого в современной жизни человечества. Как следует из содержания данной работы, особенно большое значение в разработке основ научного прогнозирования имеют исследования промышленно важных урановых месторождений, генетически связанных с осадочными породами и продуктами их регионального метаморфизма.

Главнейшие минералы руд урана и тория

Минерал	Формула минерала	Содержание, U, %
Оксиды и гидроксиды урана		
Уранинит	UO_2	До 92
Настуран (урано- вая смолка)	$kUO_2 \cdot lUO_3 \cdot mPbO$	До 90
Урановая чернь	$kUO_2 \cdot lUO_3 \cdot mPbO$ (обычно примеси $Mg, Ca, As, Fe, S, C, H_2O$)	До 60
Янтинит	$[UO_2(OH)_2]$	85
Скупит	$8[UO_2(OH)_2] \cdot 8H_2O$	85
Беккерелит	$6[UO_2(OH)_2] Ca(OH)_2 \cdot 4H_2O$	80
Кюрит	$3PbO \cdot 8UO_3 \cdot 4H_2O$	74
Титаниты урана и тория		
Браннерит	$(U, Ca, Th, Y) [(Ti, Fe)_2O_6]$	28—44
Давидит	$(Fe, U) TiO_3 (?)$	20
Силикаты урана		
Коффинит	$U(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4x}$	68
Ненадкевит	$(U, Y, Ce, Th) U \cdot (Ca, Pb, Mg)(SiO_4)_2(OH)_4 \cdot nH_2O$	До 60
Уранофан	$CaH_2[UO_2(SiO_4)]_2 \cdot 5H_2O$	67
Складовскит	$MgH_2[UO_2(SiO_4)]_2 \cdot 5H_2O$	68
Казолит	$Pb_2[UO_2(SiO_4)_2] \cdot 2H_2O$	48
Карбонаты и сульфаты урана		
Ретзерфордин	UO_2CO_3	87
Шарпит	$(UO_2 \cdot CO_3) \cdot H_2O$	60
Ураноталлит	$Ca_2[(UO_2)(CO_3)]_3 \cdot (8-9)H_2O$	37
Шрекингерит	$NaCa_3(UO_2)(CO_3)_3(SO_4) \cdot F \cdot 10H_2O$	31
Циппеит	$[6UO_2 \cdot 3(OH)_2 \cdot 3SO_4] \cdot 12H_2O$	73
Уранопилит	$[6UO_2 \cdot 5(OH)_2 \cdot SO_4] \cdot 12H_2O$	80
Фосфаты и арсенаты урана		
Отенит	$Ca[UO_2 \cdot PO_4]_2 \cdot (10-12)H_2O$	60
Торбернит	$Cu[UO_2 \cdot PO_4]_2 \cdot (8-12)H_2O$	61

Минерал	Формула минерала	Содержание, U, %
Нингирит	$\text{Ca}_{2-x}\text{U}_x(\text{PO}_4)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	30—50
Уранодирцит	$\text{Ba}[\text{UO}_2\text{PO}_4]_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	57
Ураноспинит	$\text{Ca}[\text{UO}_2\text{AsO}_4]_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	57
Треггерит	$(\text{UO}_2)_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$	65
Цейнерит	$\text{Cu}[\text{UO}_2\text{AsO}_4]_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	56

Ванадаты урана

Ферганит	$(\text{UO}_2)_2[\text{VO}_4]_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	69
Тюямунит	$\text{Ca}[(\text{UO}_2)_2\text{V}_2\text{O}_8] \cdot (5+8)\text{H}_2\text{O}$	57
Карнотит	$\text{K}_2[(\text{UO}_2)_2\text{V}_2\text{O}_8] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	64

Молибдаты урана

Умохоит	$[\text{UO}_2\text{MoO}_4] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	57
Молуранит	$\text{U}_3[\text{UO}_2(\text{OH})_6(\text{MoO}_4)] \cdot 17\text{H}_2\text{O}$	42
Иригинит	$\text{U}[\text{OHMoO}_4]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	42

Урансодержащие минералы тория, циркония
и редких земель

Торианит	ThO_2 или $(\text{Th}, \text{U})\text{O}_2$	До 40
Торит	ThSiO_4	До 1—2
Ураногорит	$(\text{Th}, \text{U})\text{SiO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	До 17
Монацит	$(\text{Ce}, \text{Th}, \text{U})[(\text{PO}_4)(\text{SiO}_4)]$	1
Ксенотим	$(\text{Y}, \text{U})\text{PO}_4$	5
Лопарит	$(\text{Ca}, \text{Ce}, \text{U})(\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})\text{O}_3$	0,0 n
Фергусонит	$(\text{Y}, \text{Fe}, \text{U})(\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})_3\text{O}_4$	До 10
Бетафит	$(\text{Ca}, \text{TR}, \text{U})(\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})_3\text{O}_9 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	До 25
Пирохлор	$(\text{Ca}, \text{Ce}, \text{U})_2(\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})_2\text{O}_{6-7}(\text{OH}, \text{F})$	До 12
Эвксенит	$(\text{Y}, \text{Ce}, \text{U}, \text{Fe})_2(\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})_2\text{O}_6$	До 20
Самарскит	$4(\text{U}, \text{Fe})(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_8$	До 20
Циркон	ZrSiO_4	До 1—2,5

Примечание. Вещества, содержащие сорбированный уран: фосфаты, гяалит, аллофан, лимонит, псиломелан, глаукоцит, углеродистые органические соединения, цеолиты.

Список литературы

Основная

1. Антропов П. Я., Евсеева Л. С., Полуаришинов Г. П. Месторождения урана в осадочных породах депрессий.— Сов. геология, 1977, № 9, с. 32—36.
2. Бурьянова Е. З. Определитель минералов, урана и тория. М., Госгеолтехиздат, 1963.
3. Вольфсон Ф. И., Дружинин А. В. Главнейшие типы рудных месторождений. М., Недра, 1975.
4. Данчев В. И. Текстуры и структуры урановых руд экзогенных месторождений. М., Атомиздат, 1977.
5. Евсеева Н. А., Перельман А. И., Иванов К. Е. Геохимия урана в зоне гипергенеза. М., Атомиздат, 1974.
6. Казачский В. И., Лаверов Н. П., Тугаринов А. И. Эволюция уранового рудообразования. М., Атомиздат, 1978.
7. Месторождения радиоактивных и редких металлов. Под ред. В. Н. Котляра. М., Атомиздат, 1973.
8. Месторождения урана и редких металлов. Под ред. Н. П. Лаверова, М., Атомиздат, 1976.
9. Сауков А. А. Радиоактивные элементы Земли. М., Атомиздат, 1961.
10. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Изд. 3-е, перераб. и доп. М., Недра, 1976.
11. Смыслов А. А. Уран и торий в земной коре. Л., Недра, 1974.
12. Текстуры и структуры руд эндогенных месторождений/Ю. М. Дымков, В. Л. Барсуков, В. Е. Бойцов и др. М., Атомиздат, 1977.

Дополнительная

13. Алабужин Б. В. Уран.— В кн.: Минеральные ресурсы промышленно развитых капиталистических и развивающихся стран. М., изд. ВГФ, 1977, с. 68—86.
14. Генезис эндогенных рудных месторождений. М., Недра, 1968.
15. Геология атомного сырья. М., Атомиздат, 1959.
16. Геология гидротермальных урановых месторождений. М., Наука, 1966.
17. Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М., Наука, 1968.
18. Образование месторождений урана. М., Мир, 1976.

19. Рудные месторождения США. М., Мир, 1973.
20. Хлопкин Н. С. Советская атомная энергетика.— Природа, 1977, № 11, с. 8—19.
21. Groes Uranvorkommen in Schwarzen Meer entdeckt.— Metall, 1977, vol. 31, № 12, p. 1300—1301.
22. Nuclear fuels. United States mineral Resources W. I. Finch, A. P. Butler, F. C. Armstrong and oth. U. S. Geol. Survey prof. Paper., 1973, № 820, p. 455—476.

Предисловие	3
Глава I. Радиоактивные элементы Земли и главнейшие типы их месторождений	9
§ 1. Общие сведения о радиоактивности	9
§ 2. Уран, торий, радий, их свойства, геохимические особенности, области применения	19
§ 3. Проблема радиогенного тепла	25
§ 4. Использование радиоактивных свойств элементов для определения абсолютного возраста минералов и пород	28
§ 5. Главнейшие минералы урана и тория	35
§ 6. Классификация урановых и ториевых месторождений	39
§ 7. Производство урана и тория в капиталистических и развивающихся странах, сырьевая база	41
Глава II. Эндогенные месторождения	48
§ 8. Уран и торий в магматических горных породах и магматические месторождения	48
§ 9. Пегматитовые месторождения	55
§ 10. Месторождения радиоактивных металлов в карбонатитах	60
§ 11. Контактново-метасоматические месторождения	63
§ 12. Гидротермальные месторождения	66
Плутоногенные гидротермальные месторождения	79
Вулканогенные гидротермальные месторождения	90
Амагматогенные, или стратиформные, гидротермальные месторождения	98
Существенно ториевые гидротермальные месторождения	105
Глава III. Экзогенные месторождения	107
§ 13. Уран и торий в экзогенных условиях, литогенез и урановое рудообразование	107
§ 14. Поведение урана при выветривании горных пород	112
§ 15. Миграция и накопление урана в зоне осадкообразования	114
§ 16. Уран в процессе диагенеза	122
§ 17. Уран в условиях гипергенеза и катагенеза	128
§ 18. Роль органического вещества осадочных пород в концентрации урана	130
§ 19. Классификация месторождений урана в породах осадочного чехла	136
Глава IV. Главнейшие генетические типы месторождений урана и тория в породах осадочного чехла	141
§ 20. Месторождения урана в обломочных породах	141
Диагенетические, экзодиагенетические и полистадийные месторождения	141
Эпигенетические месторождения	164
§ 21. Урано-битумные месторождения	179
§ 22. Месторождения урана в угленосных формациях	183
§ 23. Месторождения урана в карбонатных породах	198

§ 24. Урано-фосфатные месторождения	208
Уран в фосфоритах и алюмофосфатных породах	209
Уран в скоплениях костного детрита	212
§ 25. Россыпные месторождения урана и тория	215
§ 26. Примеры полигенности уранового оруденения в породах осадочного чехла	222
Глава V. Осадочно-метаморфогенные месторождения	227
Глава VI. О закономерностях в размещении месторождений радиоактивного сырья	239
Приложение. Главнейшие минералы руд урана и тория	248
Список литературы	250

Владимир Иванович Данчев
Татьяна Александровна Лапинская

МЕСТОРОЖДЕНИЯ
РАДИОАКТИВНОГО СЫРЬЯ

2-изд., переработанное

Редактор издательства *Ф. Н. Чумакова*
Переплет художника *В. И. Казаковой*
Художественный редактор *В. В. Шутько*
Технический редактор *Л. Я. Голова*
Корректор *Г. Г. Большова*

ИБ № 3128

Сдано в набор 24.10.79. Подписано в печать 08.02.80. Т-04867.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага типографская № 1. Гарнитура
«Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 16,0. Уч.-изд.
л. 16,49. Тираж 2400 экз. Заказ 487/7443-3. Цена 90 коп.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19

Ленинградская типография № 8 ЛПО «Техническая книга»
Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.

УВАЖАЕМЫЙ ТОВАРИЩ!

**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
ГОТОВИТ К ПЕЧАТИ НОВЫЕ КНИГИ**

ВАНЬЯН Л. Л., БУТКОВСКАЯ А. И.

**Магнитотеллурические зондирования
слоистых сред.**

14 л., 90 к.

В книге изложены современные представления о происхождении и структуре естественного электромагнитного поля Земли. Рассмотрены основы магнитотеллурических зондирований сред с плоскопараллельными границами. Описаны модификации зондирований, использующих естественное электромагнитное поле Земли.

В книге приведены палетки амплитудных и фазовых теоретических кривых магнитотеллурических зондирований для двух-, трех-, четырехслойных сред. Даны рекомендации по использованию палеток для анализа и интерпретации полевых материалов.

Книга рассчитана на инженеров и техников-электроразведчиков.

КОЗЛОВ Е. А.

**Оценка экономической эффективности
геофизических работ на нефть и газ.**

9 л., 45 к.

В книге проанализирована экономическая эффективность геофизических методов разведки на нефть и газ с учетом геолого-геофизической изученности района, сейсмогеологических условий, точности и достоверности получаемых результатов.

В ней дано определение основных экономических понятий эффективности, указаны тенденции изменения геологической эффективности геофизических работ, рассмотрена предложенная автором экономико-математическая модель геофизических разведочных работ, для которой в качестве основы взята функция среднего риска. Описаны методы оценки параметров модели. Приведены примеры оценки экономической эффективности геофизических работ с помощью этой модели.

Книга представляет интерес для геофизиков и экономистов, занимающихся планированием и проектированием геофизических работ, оценкой эффективности новой техники и технологии этих работ.

ПРИКЛАДНАЯ геофизика:

Пер. с англ./Телфорд В. М., Желдарт Л. П.,

Шерифф Р. Е., Кейс Д. А.

75 л. Пер. изд.: Англия, 1976. 5 р. 50 к.

В книге описаны геофизические методы поисков и разведки месторождений нефти, газа и минерального сырья. Рассмотрены теория методов (гравитационного, сейсмического, электрического, магнитного, радиометрического, а также геофизических исследований в скважинах), аппаратура, методика и техника работ, обработка и интерпретация получаемых материалов.

Книга рассчитана на инженерно-технических работников геофизической и геологической служб; она может быть полезна студентам вузов геофизической специальности.

ФЕРТЛЬ У. Г.

Аномальные пластовые давления:

Пер. с англ. 25 л.

Пер. изд.: Нидерланды, 1976. 2 р. 10 к.

В книге всесторонне рассмотрена проблема аномально высоких пластовых давлений (АВПД): их происхождение, распространение в пределах нефтегазовых бассейнов различных стран и континентов, прогнозирование и оценка по данным геофизических методов и бурения, разработка залежей в условиях АВПД, особенности бурения в зонах АВПД.

Книга представляет интерес для геологов-нефтяников, геофизиков, буровиков.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга—почтой» магазинов «Недра»:

№ 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61;

№ 59 — 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20.

Издательство «Недра»

3251

БЕДРА