



РАДИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ

Ra U Th AcU

550.84 + 553.495

РАДИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

МЕТОДИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ

1169

МОСКВА
1974



Радиогеохимические исследования. Методические рекомендации. 1974. 144 стр. Министерство геологии СССР.

В первой части книги последовательно изложена методика проведения главнейших видов радиогеохимических исследований: опробование горных пород и полевые гамма-спектрометрические измерения, лабораторные методы определения содержания радиоактивных элементов, математическая обработка результатов геохимических исследований, принципы радиогеохимического районирования и методика построения геохимических карт.

Во второй части книги дана характеристика радиогеохимических особенностей геологических формаций складчатых областей, платформ и зон тектоно-магматической активизации, геохимической зональности этих областей. Кроме того, здесь рассмотрено распределение урана и тория в минеральном веществе земной коры на различных уровнях организации: в минералах, горных породах, геологических формациях, структурно-формационных комплексах и слоях литосферы.

При разработке принципов и методики составления геохимических карт учитывались главным образом задачи металлогенического районирования и поисков месторождений полезных ископаемых.

Данные рекомендации могут быть полезны широкому кругу специалистов (геологов, геофизиков, геохимиков), работающих в области прикладной геохимии.

Табл. 18. Илл. 44. Список литературы — 248 назв.

Редакционная коллегия: А. А. Смыслов (ответственный редактор),
В. К. Титов, И. Б. Савинова.

ВВЕДЕНИЕ

Открытие на рубеже XIX—XX в. радиоактивных свойств урана, радия, тория и последовавшие за этим достижения ядерной физики, позволившие найти пути практического использования энергии атомного ядра, обусловили интенсивные темпы изучения естественных радиоактивных элементов земной коры. В сравнительно короткие сроки в геологии оформилось новое научное направление — радиогеология (ядерная геология). Большое значение в становлении и развитии радиогеологии имели труды В. И. Вернадского, который впервые четко сформулировал ее основные проблемы.

Благодаря интенсивному развитию ядерной геологии и геофизики удалось установить, что естественная радиоактивность верхней оболочки Земли связана с присутствием в слагающих ее горных породах и минералах большого количества неустойчивых изотопов различных легких и тяжелых элементов. По условиям возникновения и нахождения в земной коре естественные радиоактивные элементы могут быть разделены на четыре основные группы.

1. Долгоживущие радиоактивные элементы (тяжелые), образовавшиеся в начальный (догеологический) этап развития планеты и являющиеся родоначальниками трех естественных радиоактивных семейств: уран — U_{92}^{238} , актиноуран — $AcU(U_{92}^{235})$ и торий — Th_{90}^{232} . Содержание этих элементов в земной коре постепенно уменьшается в соответствии с величинами периодов их полураспада.

2. Короткоживущие радиоактивные элементы — дочерние продукты распада урана, актиноурана и тория, входящие в состав этих семейств. Нахождение в земной коре многочисленной группы этих элементов, являющихся основными α -, β - и γ -излучателями горных пород, полностью зависит от содержания родоначальников семейств. Избирательное «отделение» дочерних элементов (Po, Ra, Rn и др.) в результате каких-либо геохимических процессов (выщелачивания, эманирования и др.) приводит к их сравнительно быстрому (в геологическом понимании) исчезновению (распаду).

3. Долгоживущие одиночные (легкие и тяжелые) радиоактивные элементы (K_{19}^{40} , Rb_{37}^{87} , Sm_{62}^{147} и др.), не образующие семейств и возникшие в начальную (догеологическую) эпоху развития Земли. Их содержание в земной коре постепенно уменьшается со скоростью, определяющей периодом полураспада изотопов.

4. Радиоактивные изотопы (преимущественно легкие и короткоживущие — N_7^{15} , C_6^{14}), возникающие в атмосфере, гидросфере и литосфере земной коры в результате взаимодействия космических частиц с ядрами вещества Земли.

Можно предполагать, что число радиоактивных элементов на Земле было значительно большим, но многие радиоактивные изотопы с периодом полураспада $< 3-5 \cdot 10^{-8}$ лет к настоящему времени полностью или почти полностью распались.

Вклад приведенных радиоактивных элементов в радиоактивность земной коры и генерацию радиогенного тепла совершенно различен. Различно и значение этих элементов в радиогеологических исследованиях и практическом использовании. Основная доля α -, β - и γ -излучения горных пород земной коры связана с радиоактивным распадом элементов трех радиоактивных семейств (U, AcU, Th и дочерних продуктов) и калия. Более 99% радиогенного тепла, генерируемого в недрах планеты, также обусловлено этими элементами.

Значение других менее распространенных или менее радиоактивных изотопов (Rb_{37}^{87} , Sm_{62}^{147} , Ce_{60}^{144} , Nd_{60}^{147}) в общем балансе радиоактивности незначительно. Распад ядер этих элементов используется главным образом для определения радиогеологического возраста горных пород и минералов (рубидиево-стронциевый метод, углеродный метод и т. д.).

Достаточно хорошо изучены геохимические особенности рубидия — элемента с ярко выраженными литофильными свойствами и четко проявленным сходством физико-химических параметров с калием, что объясняется близостью атомных орбитальных и ионных радиусов этих элементов. В некоторых минералах (лейците, лепидолите) радиоактивность рубидия может быть соизмеримой с радиацией калия, урана и тория и ее следует учитывать при изучении отдельных разновидностей минералов. В большинстве же случаев при изучении радиоактивности горных пород главными α -, β - и γ -излучателями являются калий, родоначальники трех радиоактивных семейств (U_{92}^{238} , U_{92}^{235} , Th_{90}^{232}) и многочисленная группа элементов — продуктов их распада.

Одной из главных задач радиогеологии является изучение радиогеохимических особенностей горных пород и в первую очередь содержания в них главнейших естественных радиоактивных элементов (урана и тория). Практическое значение этих исследований — выявление геохимических поисковых критериев и признаков рудоносности с целью их использования при поисках и прогнозировании месторождений полезных ископаемых. Следует отметить также, что данные радиогеохимии являются основой развития ядерно-физических поисковых методов (радиометрии и гамма-спектрометрии). Научное значение радиогеохимических исследований состоит в изучении геохимии урана и тория в земной коре, познании процессов рудообразования и источников оруденения, изучении эволюции вещества земной коры и энергетики геологических процессов.

Для целей металлогенического прогнозирования и поисков месторождений различных полезных ископаемых большой интерес представляет изучение особенностей пространственного распределения урана и тория в горных породах различных геотектонических зон земной коры с помощью радиогеохимических карт. Необходимость построения радиогеохимических (радиогеологических) карт для изучения геохимии радиоактивных элементов и определения генерации радиогенного тепла в земной коре неоднократно отстаивалась В. И. Вернадским. К сожалению, до недавнего времени это не было осуществлено главным образом из-за отсутствия нужного количества фактических данных. В период с 1963 по 1968 гг. авторами данной работы были составлены первые радиогеохимические карты (преимущественно средне- и крупномасштабные) для отдельных районов докембрийских и палеозойских складчатых областей, а также чехлов платформ с целью их геохимического районирования и установления поисковых критериев и признаков рудоносности. Полученные в ходе этих исследований и частично опубликованные материалы по методике радиогеохимического картирования и геохимии радиоактивных элементов легли в основу настоящего методического руководства, подготовленного большим коллективом

геологов, геофизиков, химиков и других специалистов, что позволило рассмотреть различные аспекты данной проблемы.

Методические рекомендации состоят из двух частей. В первой (методической) части дано описание разнообразных методов изучения содержания урана и тория в горных породах и минералах (радиометрических, гамма-спектрометрических, аналитических, радиографических и др.), а также принципов и методики составления преимущественно средне- и крупномасштабных радиогеохимических карт.

Во второй (геолого-геохимической) части методических рекомендаций рассмотрены главнейшие особенности распределения и миграции урана и тория в земной коре и радиогеохимические поисковые признаки рудоносности применительно к различным геотектоническим структурам (щитам, складчатым областям, зонам тектоно-магматической активизации и др.). На основе изучения особенностей миграции урана и тория в различных геологических процессах высказаны соображения о возможных источниках эндо- и экзогенного оруденения.

Предложенная ниже методика проведения радиогеохимических исследований и принципы геохимического районирования складчатых и платформенных областей могут быть применены при изучении геохимии и металлогении других рудных элементов, а также при построении полиэлементных карт распределения широкого круга металлов.

Создание первых радиогеохимических карт было бы невозможно без поддержки А. И. Семенова, по инициативе которого были начаты планомерные региональные геохимические исследования.

Большую помощь в выполнении данной работы оказали Т. В. Библибина, М. И. Ициксон, Н. Ф. Карпов, И. С. Ожинский, А. П. Рогожин и другие геологи, которым авторы выражают свою глубокую признательность.

Авторы искренне признательны рецензенту настоящей и предшествующих работ по радиогеохимическому картированию Е. М. Квятковскому, а также А. Н. Родионовой и Л. П. Андриановой за выполнение иллюстративного и других материалов.

Раздел первый
**МЕТОДИКА РАДИОГЕОХИМИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЙ**

В общем комплексе исследований, связанных с поисками и прогнозированием месторождений радиоактивного сырья, существенное значение имеют радиогеохимические методы, задачей которых является изучение особенностей распределения, формы нахождения и миграции урана, тория и других элементов в геологических объектах различного масштаба (минералах, рудах, горных породах, геологических формациях). Возможности количественного определения урана и тория в широком диапазоне содержания ($n \cdot 10^{-5}$ — $n\%$) открыли дополнительные перспективы радиогеохимических исследований не только при поисках урановых руд и разбраковке радиометрических аномалий, но и в решении широкого круга прогнозно-металлогенических задач.

В частности, планомерное развитие методов опробования горных пород и гамма-спектрометрических измерений *in situ* позволило разработать методику радиогеохимического картирования и сформулировать принципы геохимического районирования геологических структур как основу дальнейшего развития и повышения эффективности прогнозных работ.

В настоящем разделе последовательно рассмотрены различные методические аспекты радиогеохимических исследований (полевых работ, аналитических определений, математической обработки и др.), конечной целью которых является разработка дополнительных минералого-геохимических поисковых признаков рудоносности и критериев формирования урановых месторождений.

ГЛАВА I

**ПОЛЕВЫЕ РАДИОМЕТРИЧЕСКИЕ
И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ
РАДИОАКТИВНОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД**

В отличие от других элементов изучение геохимии главных радиоактивных элементов — урана и тория — может проводиться как с помощью геохимического опробования с последующим определением изотопов в лабораторных условиях, так и с применением широкого комплекса методов полевой радиометрии: различные модификации гамма-съемки (измерение суммарной γ -активности горных пород), бета-съемка, радоновая и тороновая эманационные съемки, гамма-спектрометрия (воздушная и наземная) и др. Успешное применение столь обширного комплекса разнородных методов для оценки содержания радиоактивных элементов в горных породах возможно лишь при условии строгого контроля за качеством и сопоставимостью получаемых данных.

Наиболее быстрым и достаточно точным методом изучения радиоактивности горных пород земной коры является полевая радиометрия,

позволяющая непосредственно в поле оценивать суммарную β - или γ -активность пород, а в ряде случаев и содержание главных радиоактивных элементов (урана, радия, тория, калия) в горных породах. Применение полевых радиометрических методов основано на измерении интенсивности главным образом β -лучей (бета-съемка) и γ -лучей (гамма-съемка), концентрации в почвенном воздухе радиоактивных эманаций (радоновая и тороновая съемки), а также на использовании различного энергетического состава γ -лучей радиоактивных элементов (гамма-спектральная съемка). Малая проникающая способность α -лучей практически исключает прямое использование этого метода в полевых условиях (если не считать измерения концентрации эманаций). По этой же причине резко ограничены и возможности бета-съемки для изучения радиоактивности горных пород. Поэтому наибольшее применение в определении радиоактивности горных пород и поисках урановых и ториевых руд получили различные модификации гамма-съемки. Жесткая составляющая γ -лучей проходит через слой породы мощностью 0,5—1 м и через 300—500 м воздушной среды. Основная часть γ -лучей поглощается первыми 10—20 см породы. В соответствии с этим на результаты гамма-съемки влияют в основном радиоактивные элементы, сосредоточенные в полусфере (сфере) с радиусом 10—20 см, что соответствует объему породы весом в 300—500 кг и площади (с поверхности) около 1 м². Основными γ -излучателями в урановых и ториевых рудах являются короткоживущие продукты распада радиоактивных эманаций (RaC' , RaC'' и др.). В связи с этим использование различных модификаций гамма-съемок для качественной и количественной оценки содержания урана и тория в горных породах возможно лишь при условии наличия равновесия между изотопами в соответствующих радиоактивных семействах. При этом наибольшее значение имеют равновесные соотношения между ураном и радием, оцениваемые коэффициентом равновесия: $K = \frac{Ra}{U} \cdot 100\%$. Результаты опробования слабовыветрелых горных пород в аридных и гумидных зонах показывают, что между этими элементами в подавляющем большинстве горных пород существуют равновесные соотношения, за исключением отдельных разновидностей. Например, по результатам геохимического опробования многих типов палеозойских осадочных и магматических образований видно, что неравновесные соотношения между ураном и радием фиксируются лишь в кварцевых порфирах и фельзитах (рис. 1).

Нарушение равновесия в урано-радиевом ряду значительно чаще фиксируется в выветрелых горных породах, особенно на участках месторождений и рудопоявлений урана, где наложенные процессы приводят к существенному увеличению содержания легко извлекаемого урана.

В настоящее время разработаны различные варианты гамма-съемок (пешеходная, автомобильная, каротажная, воздушная) с применением разнообразной радиометрической аппаратуры преимущественно на счетчиках Гейгера — Мюллера и сцинтилляционных. Эти методы, в основном применяемые при поисках радиоактивных руд, могут быть использованы и при радиогеохимических исследованиях для быстрой оценки общей (суммарной) радиоактивности горных пород [192].

В большинстве случаев измерение суммарной γ -активности не позволяет определять содержание отдельных радиоактивных элементов, так как их соотношение в породах сильно варьирует. Сочетание полевых гамма-измерений и эманационной съемки позволило И. И. Абрамовичу использовать результаты радиометрии для оценки содержания отдельных элементов. Однако точность таких определений не высока и метод не нашел широкого применения в радиогеохимии.

Значительно большие перспективы при радиогеохимических исследованиях имеет разработанный в последние годы гамма-спектрометрический метод раздельного определения содержания радиоактивных элементов (урана по радию, тория и калия) непосредственно на месте

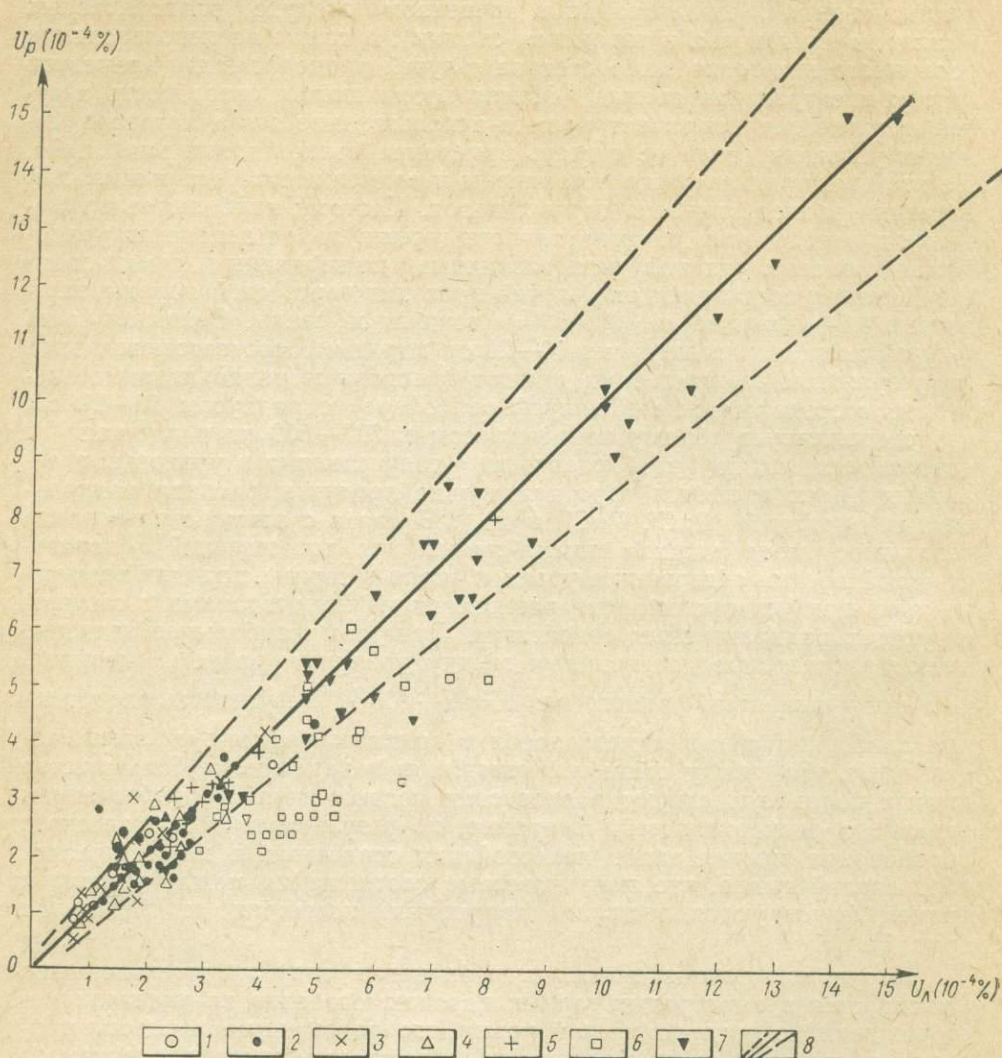


Рис. 1. Соотношение урана по данным люминесцентного анализа (U_d) и радия (в эквивалентах урана) по данным радиохимического анализа (U_p) горных пород палеозойской складчатой области (аридная зона).

1 — известняки (O_2c , флишoidная формация); 2 — песчаники, алевролиты (O_2 , флишoidная формация); 3 — габбро-диориты, порфириды (жилные); 4 — кварцевые диориты, гранодиориты (габбро-плаггиогранитовая формация); 5 — андезитовые порфириды (трахиандезитовая формация); 6 — фельзиты, кварцевые порфиры (липаритовая формация); 7 — граниты (гранитовая формация); 8 — область аналитических ошибок.

залегания горных пород (in situ). Применение физического (гамма-спектрометрического) метода определения содержания радиоактивных элементов в горных породах позволяет в значительной степени сократить трудоемкие операции по геохимическому опробованию и получать результаты непосредственно в поле после проведения цикла измерений на обнажениях.

В основе гамма-спектрометрического метода (ГСМ) раздельного определения урана (по радию), тория и калия лежит различие спектрального состава γ -излучения уранового и ториевого семейства и K^{40} [145]. Это различие отчетливо видно на приведенных «аппаратурных» спектрах * γ -излучения радиоактивных элементов, на которых хорошо фиксируются следующие γ -линии: 0,609; 1,12; 1,76 и 2,2 мэв — от элементов урано-радиевого ряда; 0,582; 0,907; 0,964; 1,59 и 2,62 мэв — от элементов ториевого ряда (рис. 2).

Определение концентрации урана (по радию), тория и калия (K^{40}) может быть сделано по независимым измерениям интенсивности γ -из-

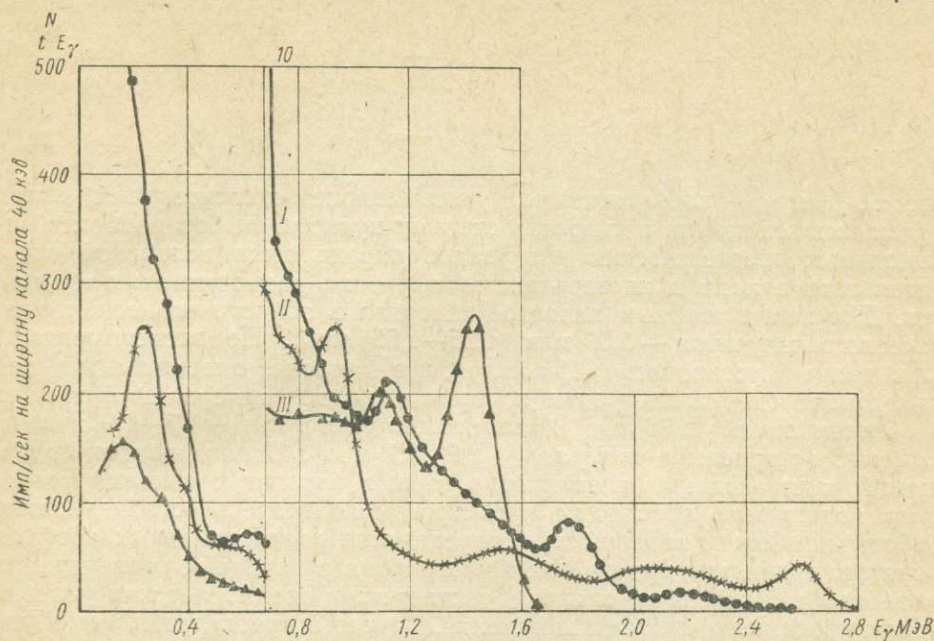


Рис. 2. Аппаратурные спектры гамма-излучения основных естественных радиоактивных элементов: I — урана, II — тория, III — калия.

лучения в определенных участках спектров от моделей (насыщенных пластов с известными содержаниями U, Th и K) и исследуемых горных пород с помощью сцинтилляционных (интегральных или дифференциальных) гамма-спектрометров. При этом задача сводится к определению скорости счета импульсов (N_1 , N_2 , N_3) в трех энергетических интервалах, в каждом из которых вклад γ -излучения одного из определяемых элементов наибольший. На этом принципе основано определение эталонировочных коэффициентов на моделях и измерение концентрации радиоактивных элементов непосредственно в полевых условиях. Расчет содержания радия, тория и калия может выполняться по формулам, полученным при решении системы трех уравнений с тремя неизвестными:

$$N_1 = A_{11}q_{Ra} + A_{12}q_{Th} + A_{13}q_K + O\Phi_1,$$

$$N_2 = A_{21}q_{Ra} + A_{22}q_{Th} + A_{23}q_K + O\Phi_2,$$

$$N_3 = A_{31}q_{Ra} + A_{32}q_{Th} + A_{33}q_K + O\Phi_3,$$

где q_{Ra} , q_{Th} , q_K — концентрация урана (по радию), тория, калия;

* Спектры получены на насыщенных по мощности и простираию моделях уранового, ториевого и калиевого пластов с помощью сцинтилляционного гамма-спектрометра с кристаллом NaJ(Tl) диаметром 80 мм и высотой 50 мм при энергетическом разрешении 16% для гамма-линии Cs^{137} .

$A_{ij} (ij=1, 2, 3)$ — скорости счета импульсов в выбранных энергетических интервалах от эталонов урана, тория и калия, отнесенных к единице концентрации, $O\Phi_i$ — остаточный фон в соответствующих энергетических интервалах.

Решение системы этих уравнений относительно концентрации радиоактивных элементов имеет вид [110]:

$$q_{Ra} = \sum_{i=1}^3 \alpha_i (N_i - O\Phi_i),$$

$$q_{Th} = \sum_{i=1}^3 \beta_i (N_i - O\Phi_i),$$

$$q_K = \sum_{i=1}^3 \gamma_i (N_i - O\Phi_i)$$

где α_i , β_i и γ_i — коэффициенты, учитывающие относительный вклад отдельных элементов в скорость счета импульсов. Выбор наиболее оптимальных энергетических интервалов определяется величиной относительного вклада в интенсивность излучения радиоактивных элементов. Для калия таковым является интервал в области его монохроматического излучения — 1,46 мэв (1,35—1,55 мэв). По экспериментальным данным установлено [110 и др.], что наиболее оптимальными для измерения содержания радия и тория являются интервалы γ -спектра в области линий 1,76 мэв («радиевый» интервал — 1,7—1,9 мэв) и 2,62 мэв («ториевый» интервал — 2,5—2,7 мэв). Оценка низких содержаний радиоактивных элементов в горных породах с высокой точностью может быть обеспечена при строгом контроле за стабильностью работы приборов, надежностью определения градуировочных коэффициентов, правильном учете остаточного фона и вариаций концентрации эманаций в атмосфере, а также соответствии геометрических условий эталонирования и полевых измерений. Точность определения радия, тория и калия зависит от содержания и соотношения радиоактивных элементов в изучаемых горных породах.

Последнее связано с тем, что каждый радиоактивный элемент определяется в присутствии двух других, вклад которых в γ -излучение в данном энергетическом интервале следует рассматривать как дополнительный фон. При различных значениях этого фона пороги чувствительности и точность определения радия, тория и калия в породах при одном и том же времени отсчета импульсов не являются одинаковыми. Поэтому в каждом конкретном случае следует выбирать оптимальное время счета импульсов в различных каналах.

Оптимальную продолжительность измерений можно определить, используя формулы:

$$t_1 = \frac{N_1}{(N_1 - O\Phi_1)^2} \frac{1 + \left(\frac{\gamma_2}{\gamma_1}\right) \sqrt{\frac{N_2}{N_1}}}{\delta_K^2 \left[1 + \frac{\gamma_2}{\gamma_1} \cdot \frac{N_2 - O\Phi_2}{N_1 - O\Phi_1}\right]^2},$$

$$t_2 = \frac{N_2}{(N_2 - O\Phi_2)^2} \frac{1 + \left(\frac{\alpha_3}{\alpha_2}\right) \sqrt{\frac{N_3}{N_2}}}{\delta_U^2 \left[1 + \frac{\alpha_3}{\alpha_2} \cdot \frac{N_3 - O\Phi_3}{N_2 - O\Phi_2}\right]^2},$$

$$t_3 = \frac{N_3}{(N_3 - O\Phi_3)^2} \frac{1 + \left(\frac{\beta_2}{\beta_3}\right) \sqrt{\frac{N_2}{N_3}}}{\delta_{Th}^2 \left[1 + \frac{\beta_2}{\beta_3} \cdot \frac{N_2 - O\Phi_2}{N_3 - O\Phi_3}\right]^2},$$

где t_i ($i=1, 2, 3$) — продолжительность измерений в соответствующих интервалах γ -спектра, $\delta_k, \delta_u, \delta_{th}$ — заданные величины относительных погрешностей определения концентраций калия, урана и тория, остальные обозначения те же, что и в предыдущих формулах. Данные формулы легко номограммируются (рис. 3 и 4).

В настоящее время разработаны различные модификации гамма-спектрометрического метода: пешеходная, автомобильная, самолетная и каротажная. Каждый из этих вариантов гамма-спектрометрического метода имеет свои особенности применения при радиогеохимических исследованиях.

С помощью переносных гамма-спектрометров* можно определять содержание радиоактивных элементов только в фиксированных точках. В промежутках между точками измерений имеется возможность вести непрерывные наблюдения за величиной общей радиоактивности и выделять породы с различными концентрациями урана, тория и калия.

Для фиксированных измерений выбираются обнажения слабоветреных коренных пород площадью более 1 м^2 и с достаточно ровной поверхностью [110, 116].

В автомобильном варианте гамма-спектрального метода приборами АГС-3 или многоканальным амплитудным анализатором АМА-6 производится непрерывная фиксация на ленту концентраций урана, тория и калия в движении, что позволяет уверенно выявлять аномальные концентрации радиоактивных элементов и производить радиогеохимическое картирование горных пород по всему маршруту. Однако при автоматической записи в движении ошибки определения концентрации элементов превышают $\pm 20\%$. Поэтому для определения концентраций урана, тория и калия с погрешностью не более $\pm 10\text{--}20\%$ необходимо производить фиксированные измерения с остановкой машины. Порядок измерений с автомобильным гамма-спектрометром АГС-3 на обнажениях такой же как и с переносным СП-3.

Сочетание фиксированных измерений с непрерывной записью позволяет с высокой надежностью проводить площадные радиогеохимические исследования и выделять специализированные на уран и торий геологические формации. При этом имеется возможность непосредственно в поле корректировать густоту наблюдений в зависимости от характера фиксируемого на ленте распределения радиоактивных элементов.

Контроль гамма-спектрометрических определений радия, тория и калия как в пешеходном, так и в автомобильном вариантах производится по измерениям на контрольной точке, повторным определениям на выборочных обнажениях в объеме $5\text{--}10\%$ от общего количества

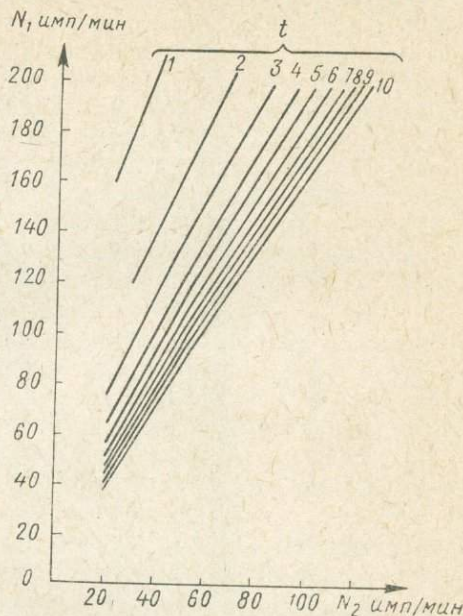


Рис. 3. Номограмма для определения продолжительности измерений (t , в мин) в «калиевом» канале гамма-спектрометра СП-3. Погрешность определения калия равна $\pm 10\%$. По М. И. Тюхтину.

* Кроме серийно выпускаемого одноканального гамма-спектрометра СП-3 иногда применяют трехканальный спектрометр ВК-67 и некоторые другие.

точек и с помощью контрольного геохимического опробования (5—10% от всех измерений).

Сопоставление результатов определений содержания радиоактивных элементов различными методами производится с помощью корре-

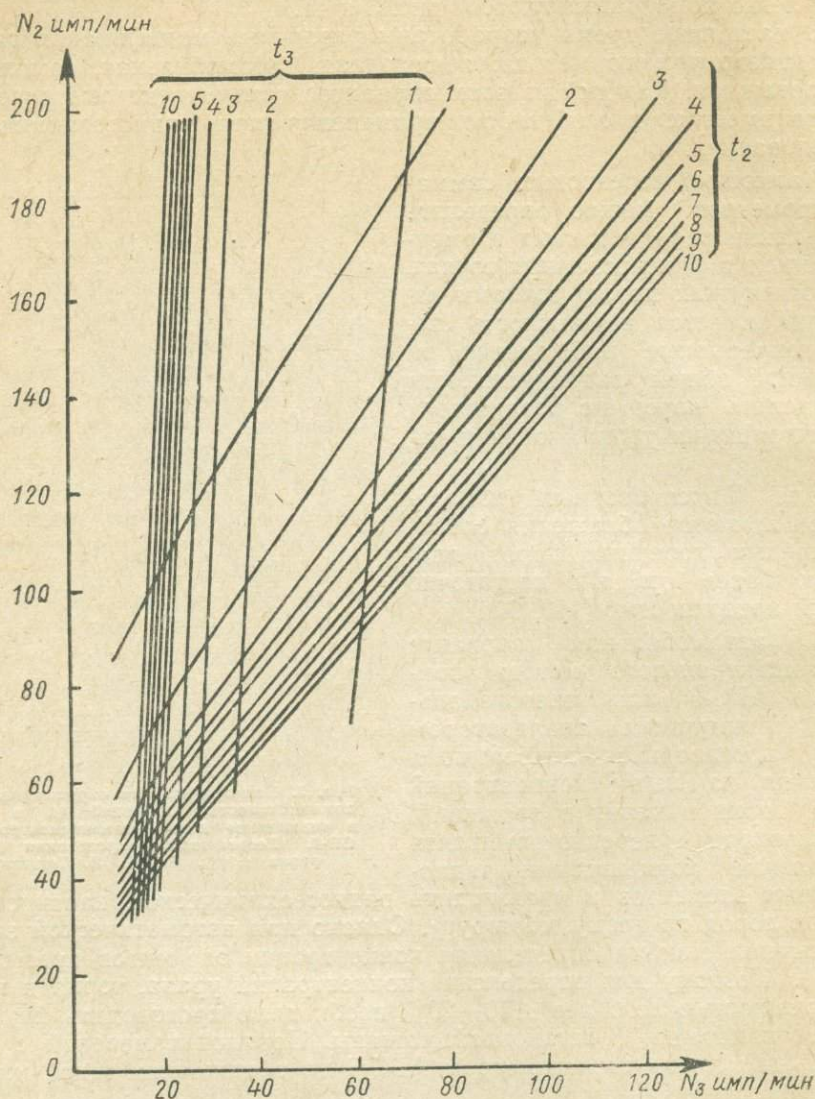


Рис. 4. Номограмма для определения продолжительности измерений (в мин) в урановом (t_2) и ториевом (t_3) каналах гамма-спектрометра СП-3. Погрешность определения урана и тория $\pm 15\%$. По М. И. Тютину.

ляционных графиков (рис. 5) и уравнений регрессии, по которым определяются систематические и случайные ошибки, а также с применением различных математических критериев (Стьюдента и др.). Корреляционный и статистический анализ результатов повторных определений и лабораторного контроля показал, что при соблюдении всех требований воспроизводимость результатов не превышает 10—20% относительных. Расхождения между полевыми радиометрическими определениями и анализами проб обычно не превышают 20% при содержании урана $> 1 \cdot 10^{-4}\%$, тория $> 3 \cdot 10^{-4}\%$ и калия $> 0,5\%$. Такие чувствительность и точность определения урана и тория в горных породах достаточны

для изучения геохимии радиоактивных элементов во многих типах горных пород. В случае наличия систематических ошибок, обусловленных недостаточно надежным градуированием спектрометров, неточностью определений остаточного фона, эманированием горных пород или другими причинами, во все измерения следует вводить соответствующие поправки. Следует сразу же оговориться, что случайные ошибки характеризуют не только погрешности гамма-спектрометрических и лабораторных определений, но до некоторой степени и несоответствие объектов изучения, имея в виду различную геометрию измерений, влияние эманирования горных пород, осколочной радиоактивности и других факторов. Возможность использования гамма-спектрометрических определений при изучении распределения радиоактивных элементов в горных породах иллюстрируется приведенным на графиках сопоставлением результатов обычного опробования и гамма-спектрометрических измерений по профилю, пройденному через центральную часть гранитного массива (рис. 6). Высокие чувствительность и точность определения радиоактивных элементов наземными гамма-спектрометрическими методами позволяют широко использовать их для изучения геохимии урана и тория в земной коре, радиогеохимического картирования горных пород, поисков и разбраковки урановых и ториевых аномалий и решения других вопросов.

При мелкомасштабных и обзорных радиогеохимических исследованиях большую роль играет в настоящее время аэрогамма-спектрометрия. В Советском Союзе [8, 9, 115 и др.] и за рубежом [238] создано несколько вариантов аэрогамма-спектрометрической аппаратуры и разработана методика проведения воздушных измерений.

Наиболее часто применяются следующие модификации аэрогамма-спектрометрических съемок:

а) самолетная, преимущественно площадная гамма-спектрометрическая съемка малоканальной аппаратурой типа АСГ-48 [8 и др.];

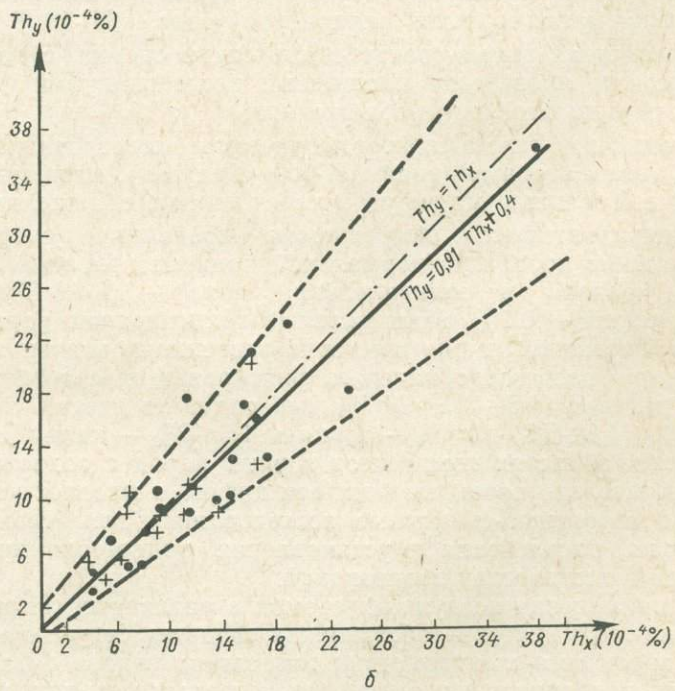
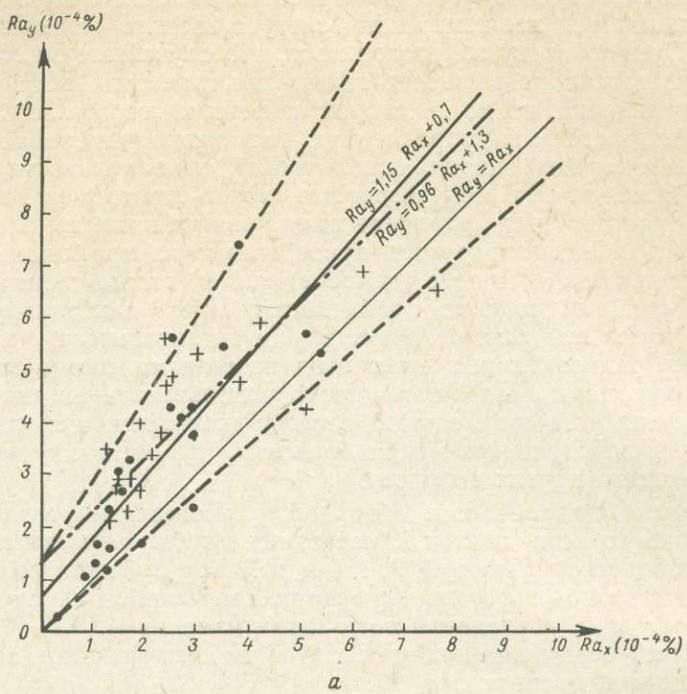
б) вертолетная гамма-спектрометрическая съемка, с помощью которой возможно проведение площадных исследований и фиксированных измерений на отдельных обнажениях;

в) самолетные гамма-спектрометрические исследования многоканальными анализаторами (типа АИ-100 «Радуга»), площадные или по отдельным выборочным маршрутам через хорошо обнаженные участки.

Среднеквадратические погрешности определения урана (радия), тория и калия в породах с нормальной радиоактивностью составляют примерно: радий (в эквивалентах урана) — $0,8 \cdot 10^{-4}\%$, торий — $1,5 \cdot 10^{-4}\%$, калий — $0,7\%$. Минимальные концентрации радиоактивных элементов (соответствующие примерно утроенному значению ошибки), которые могут достаточно надежно фиксироваться с воздуха, колеблются в пределах $(2,5 \div 3,0) \cdot 10^{-4}\%$ для радия (в эквивалентах равновесного U), $(4,5 \div 5,0) \cdot 10^{-4}\%$ — тория и $1,5-2\%$ — калия [8]. Наличие в складчатых областях комплексов горных пород с содержанием элементов, значительно превышающим эти цифры, позволяет использовать площадные аэрогамма-съемочные исследования для геохимического картирования, расчленения и установления радиогеохимической специализации геологических образований.

Опыт применения воздушных съемок в различных геологических и ландшафтно-геохимических обстановках свидетельствует о том, что результаты аэрогамма-спектрометрии зависят от целого ряда факторов: содержания радиоактивных элементов в горных породах, радиоактивности и мощности наносов, степени обнаженности регионов и т. д.

По условиям проведения аэрогамма-спектрометрических съемок и особенностям геолого-геохимической интерпретации результатов можно выделить три типа районов, отличающихся ландшафтно-геохимиче-



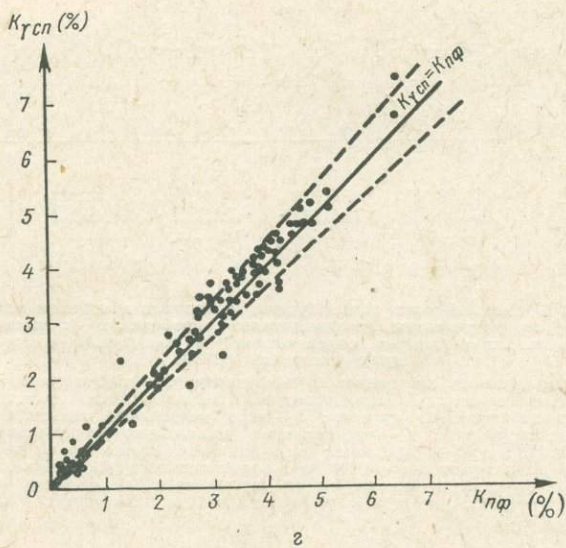
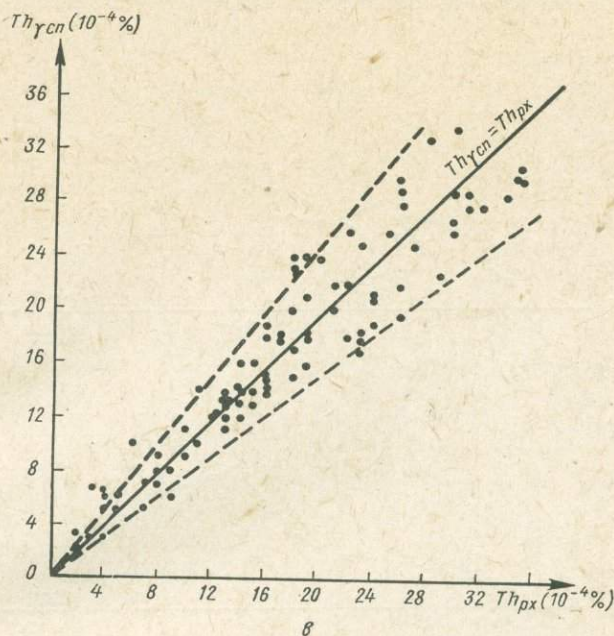


Рис. 5. Корреляционные графики сопоставления результатов определения радиоактивных элементов полевой гамма-спектрометрией и лабораторными методами анализа.

Определения: *a* — радия гамма-спектрометрическим, Ra_{γ} (эквивалент U) и радиохимическим Ra_x (эквивалент U) методами; *б* — тория гамма-спектрометрическим (Th_{γ}) и радиохимическим (Th_x) методами; *в* — тория гамма-спектрометрическим методом на АГС-3 ($Th_{\gamma sp}$) и радиохимическим (Th_{px}) методами; *г* — калия гамма-спектрометрическим методом на АГС-3 ($K_{\gamma sp}$) и методом пламенной фотометрии ($K_{пф}$).

скими обстановками: 1) хорошо обнаженные районы, преимущественно горные, в пределах которых площади коренных выходов составляют не менее 70—80%; 2) слабо обнаженные, преимущественно степные и слабовсхолмленные районы, где коренные выходы горных пород составляют меньше 70% от общей площади; 3) районы, полностью пе-

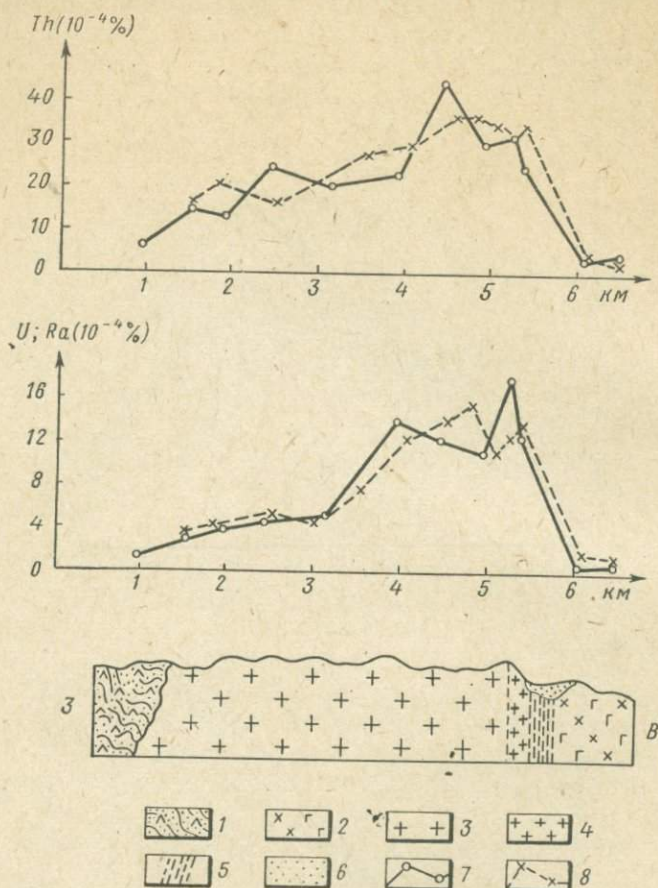


Рис. 6. Распределение радия (урана) и тория в гранитном массиве по результатам геохимического опробования (с последующим лабораторным определением) и гамма-спектрометрических измерений (СП-3).

1 — чередование песчаников и эффузивов; 2 — габбро-диориты; 3 — среднезернистые перфировидные лейкократовые граниты; 4 — мелкозернистые граниты; 5 — зона разрывного тектонического нарушения; 6 — четвертичные элювиально-дельтавиальные образования; 7 — содержание радиоактивных элементов по данным радиохимического (Th) и люминесцентного (U) анализов проб; 8 — содержание радия (в эквиваленте U) и тория по результатам гамма-спектрометрических измерений.

рекрытые рыхлыми отложениями или с очень редкими выходами коренных пород.

В хорошо обнаженных и в большинстве своем резко пересеченных районах, где преобладают процессы механического выветривания, результаты азрогамма-спектрометрии достаточно точно и объективно отражают распределение урана (по радию), тория и калия в горных породах и могут использоваться для объективной радиогеохимической характеристики геологических формаций, при радиогеохимическом районировании (рис. 7) и выделении специализированных комплексов. В подобных ландшафтно-геохимических обстановках геохимическое опробование горных пород при исследованиях в м-бе 1:200 000 и

1:50 000 может применяться в сравнительно ограниченном объеме для контроля результатов воздушных съемок, выяснения радиоактивного равновесия и детализации аномальных участков. В таких районах наиболее эффективной при радиогеохимических исследованиях является вертолетная гамма-спектрометрическая съемка.

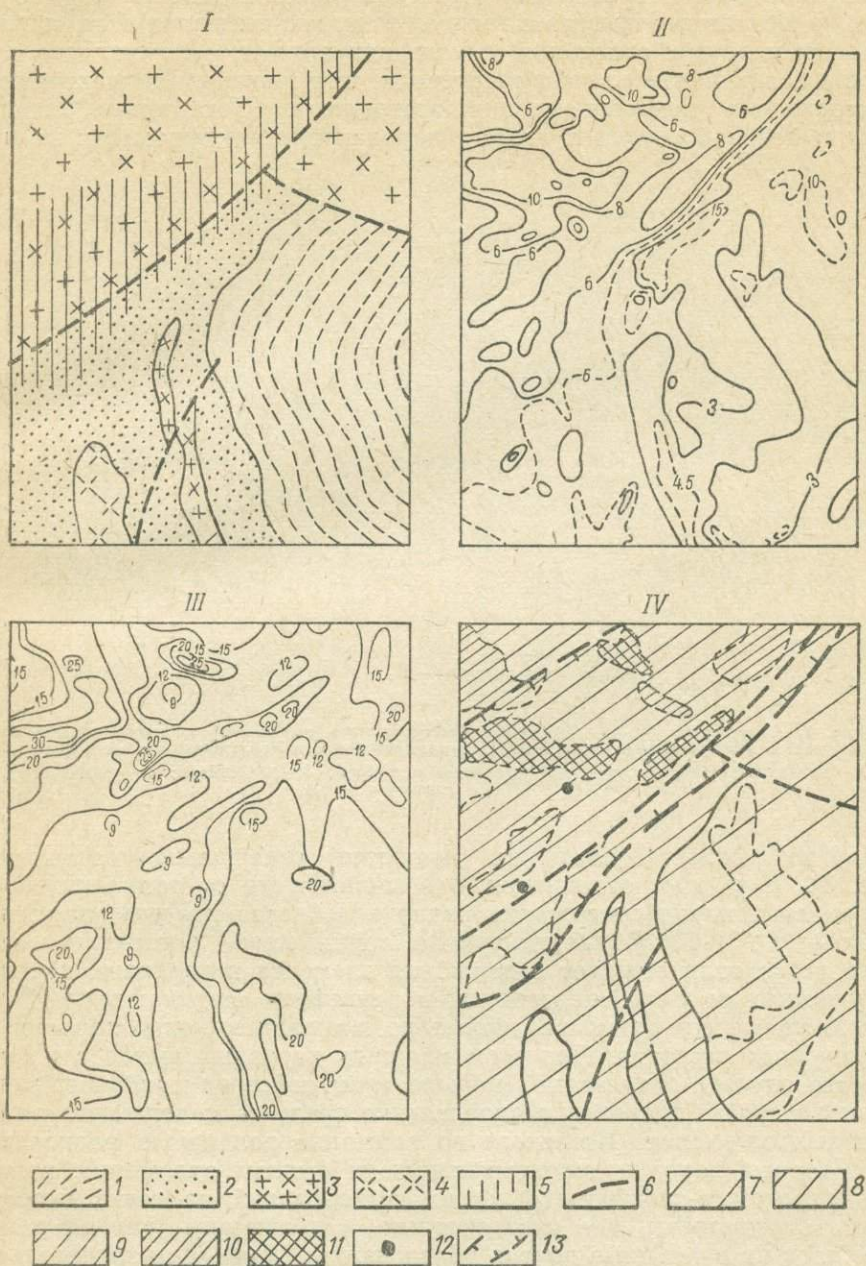


Рис. 7. Радиогеохимическая карта хорошо обнаженного участка горного района по результатам вертолетной гамма-спектрометрической съемки (пример построения)

I — геологическая основа: 1 — филлитовые сланцы, 2 — песчаники, 3 — гранодиориты, 4 — монзониты, 5 — зона интенсивного развития площадных гидростермально-метасоматических изменений, 6 — разломы; II — карта изоконцентраций урана (по радио) по данным аэрогамма-съемки ($n \cdot 10^{-4}\%$); III — карта изоконцентраций тория ($n, 10^{-4}\%$); IV — геохимическая нагрузка. Содержание урана в горных породах (%): 7 — $(1,5 \div 2,5) \cdot 10^{-4}$; 8 — $(2,5 \div 3,5) \cdot 10^{-4}$; 9 — $(3,5 \div 5,0) \cdot 10^{-4}$; 10 — $(5 \div 10) \cdot 10^{-4}$; 11 — $(10 \div 25) \cdot 10^{-4}$; 12 — участки локальных концентраций урана $> 25 \cdot 10^{-4}$; 13 — зона привноса и перераспределения урана.



В регионах, где площадь коренных обнажений не превышает 70% и отмечается сочетание в различных соотношениях выходов горных пород и задернованных участков, геологическая и геохимическая интерпретация результатов аэрогамма-спектрометрии и их увязка с конкретными литологическими средами представляет значительно более сложную задачу. Это связано с тем, что радиоактивность формирующихся в результате выветривания элювиально-делювиальных, пролювиальных и других отложений в условиях аридного и гумидного климатов в большинстве случаев не отвечает их первичным концентрациям в материнских почвообразующих комплексах. Содержание радия и тория в почвообразующих горных породах и перекрывающих их чет-

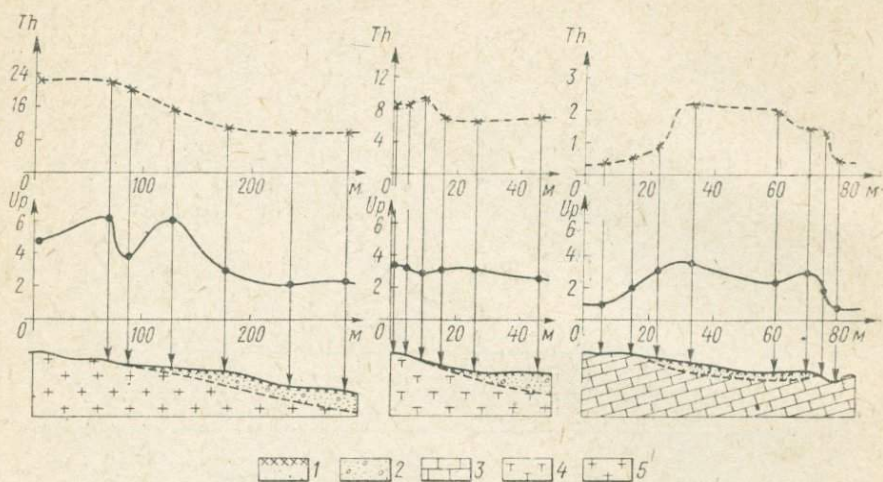


Рис. 8. Содержание ($n \cdot 10^{-4}\%$) урана (рассчитанного по радю) и тория в горных породах и перекрывающих их элювиально-делювиальных и пролювиальных отложениях. 1 — почвенный слой, пролювий; 2 — делювий и элювий; 3 — известняки; 4 — порфириты; 5 — граниты

вертичных рыхлых отложениях являются совершенно различными (рис. 8). В рыхлых отложениях вне зависимости от радиоактивности материнских пород содержание радия колеблется в очень узких пределах — $(2 \div 3) \cdot 10^{-4}\%$, концентрация тория менее постоянна и еще более резко отличается от содержания элемента в коренных породах. На участках со слабо пересеченным рельефом встречаются обычно всевозможные сочетания различных по площади выходов пород и задернованных участков. При этом площадь коренных выходов в большинстве случаев значительно меньше зоны действия приборов, в пределах которой* происходит определение среднего содержания радиоактивных элементов. Принимая во внимание различную радиоактивность горных пород и перекрывающих их рыхлых отложений, результаты аэрогамма-спектрометрических исследований на таких участках будут фиктивными, не отвечающими содержанию радиоактивных элементов ни в тех, ни в других образованиях. Лишь при значительных размерах ($\geq 0,5-1$ км) сплошных выходов горных пород, встречающихся в таких районах сравнительно редко, данные аэрогамма-спектрометрии могут объективно отражать распределение радия, тория и калия в геологических объектах.

* Для гамма-спектрометрической аппаратуры полный набор спектра осуществляется на отрезке маршрута длиной не менее 0,1—0,5 км.

Можно привести целый ряд примеров, иллюстрирующих высказанные положения о зависимости получаемых в ходе воздушных съемок результатов от геоморфологических условий районов и геохимических особенностей поведения элементов в зоне гипергенеза. Так, сопоставление концентрации тория в двух разновидностях гранитов одного из массивов по данным аэрогамма-спектрометрии и наземного опробования показало, что результаты наземного опробования гранитов соот-

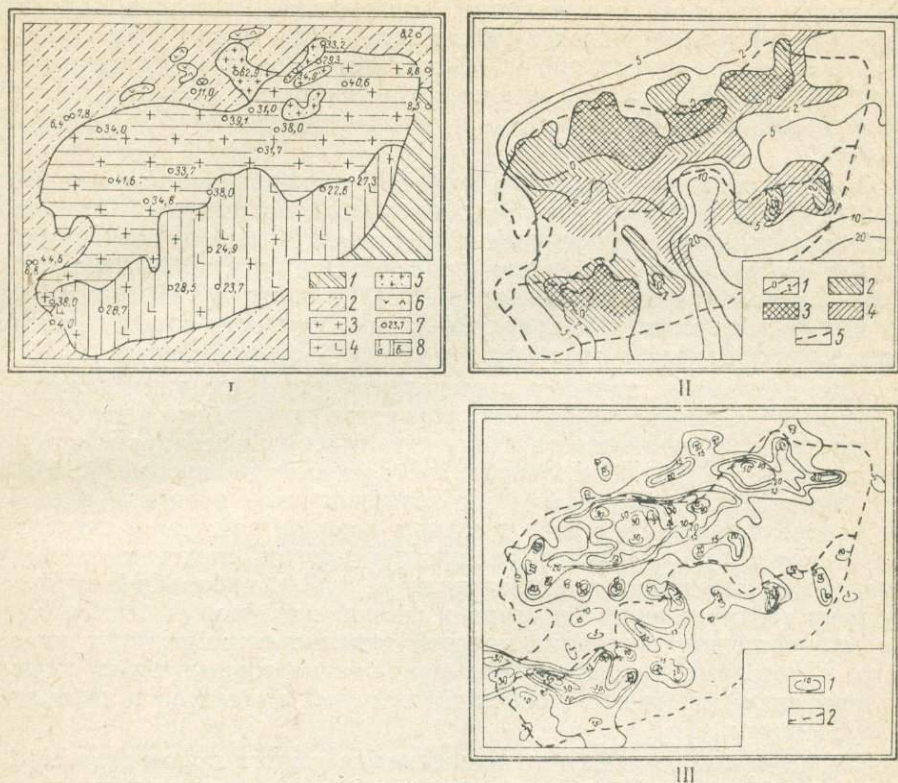


Рис. 9. Распределение тория в массиве гранитоидов, частично перекрытом рыхлыми образованиями, по данным наземной гамма-спектрометрии (I) и аэрогамма-спектрометрической съемки (III).

I. 1 — полимиктовые песчаники; 2 — полимиктовые алевролиты; 3 — порфириновые лейкократовые граниты; 4 — биотитовые гранодиориты; 5 — лейкократовые граниты; 6 — дайки и тела плагиогранитов; 7 — точки гамма-спектрометрических измерений и концентрации тория ($n \cdot 10^{-4}\%$); 8 — концентрация тория в гранитоидах: а — $(20-30) \cdot 10^{-4}\%$, б — $(30-40) \cdot 10^{-4}\%$.

II. 1 — изолинии мощности рыхлых отложений (м); 2, 3, 4 — участки с площадью коренных выходов горных пород соответственно 70—80, 30—70, <30%; 5 — граница массива.

III. 1 — изолинии концентрации тория по данным аэрогамма-спектрометрии ($n \cdot 10^{-4}\%$); 2 — границы массива.

ветствуют аэрогамма-спектрометрическим данным лишь в случае, когда коренные выходы гранитов составляют более 70—80% площади, а остальную ее часть покрывают крупноглыбовые аллювиальные образования и делювиальные обломки (рис. 9). Когда коренные выходы гранитов занимают менее 70% площади, содержание тория по данным аэрогамма-спектрометрии является заниженным. В целом чрезвычайно сложная картина дифференцированных аэрогамма-спектрометрических полей в пределах массива гранитов связана не столько с распределением в породах тория, содержание которого достаточно однообразно, сколько с обогащенностью отдельных частей интрузии.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что при радиогеохимической интерпретации результатов аэрогамма-спектрометрической съемки в слабообнаженных районах нельзя отождествлять физические гамма-поля различного энергетического состава с геохимическими полями, существующими в конкретных литологических средах. Поэтому в основу геологической и геохимической интерпретации результатов аэрогамма-спектрометрии должны быть положены данные о разрушении горных пород, обнаженности района и закономерностях миграции радиоактивных элементов в зоне гипергенеза. В районах, полностью перекрытых рыхлыми отложениями, применение аэрогамма-спектрометрии для изучения пород фундамента практически невозможно. В таких районах единственным эффективным радиометрическим методом исследования радиоактивности горных пород является гамма-спектральный каротаж с помощью аппаратуры типа АМА-6, АИ-100, ВК-ДАС.

В скважинах с нормальной фоновой радиоактивностью содержание U(Ra), Th и K определяется для каждой вскрываемой разновидности горных пород в фиксированных точках. В интервалах повышенной радиоактивности измерения производятся через 10—20 см. При размере используемых кристаллов NaI(Tl) порядка 40×40 мм или 40×60 мм и времени измерения 9—27 мин точность определения радиоактивных элементов составляет ± 10 —15% относительных.

Для повышения точности определения радиоактивных элементов с помощью гамма-спектрального каротажа необходимо вводить поправки на поглощение гамма-излучения буровым раствором и эманирование пород и руд. Эталонирование приборов на насыщенных пластах, вычисление эталонировочных коэффициентов и оценка содержания радиоактивных элементов в горных породах при гамма-спектральном каротаже производится аналогично другим спектрометрическим методам, изложенным в руководствах [8, 116]. Наибольший эффект в изучении геохимии урана и тория в земной коре может быть получен при рациональном сочетании полевой гамма-спектрометрии с классическими методами геохимического опробования горных пород с последующим анализом содержания радиоактивных элементов в лабораторных условиях.

На основе геохимического опробования горных пород впервые были получены сведения о радиоактивности литосферы и сделаны первые региональные радиогеохимические обобщения [70, 81]. Хотя опробование горных пород для определения их радиоактивности проводится очень давно, вопросы стандартизации отбора и обработки проб все еще нуждаются в совершенствовании. Наиболее полно освещена методика геохимических исследований главным образом при металлометрических съемках по рыхлым отложениям [82, 140, 142, 153 и др.] и разведке месторождений полезных ископаемых [21, 96, 124, 125, 155 и др.]. Гораздо меньшее внимание уделялось методике отбора проб для изучения рассеянных содержаний рудных, в том числе и радиоактивных элементов в горных породах. В опубликованной литературе по методике геохимического картирования содержатся различные рекомендации по выбору оптимальной площади взятия проб, ее веса и т. д. [73, 97, 127 и др.]. Между тем проведение региональных радиогеохимических исследований, в особенности постановка радиогеохимического картирования, возможны лишь при соблюдении строго определенных условий взятия проб и их обработки с учетом возможностей радиометрических методов. Применительно к изучению геохимии радиоактивных элементов, и в частности к задачам радиогеохимического картирования, эти вопросы наиболее полно рассмотрены в работах А. А. Смыслова и Г. М. Баранова [147, 148], где изложены практические

вопросы выбора оптимального веса проб, площади их взятия, густоты опробования и комплексирования различных методов.

На основании опытных работ, а также имеющихся литературных материалов по опробованию и разведке месторождений [21, 124, 154, 208 и др.] можно высказать мнение о незначительном влиянии объема (веса) пробы на достоверность результатов опробования (оценку среднего содержания металлов и дисперсии) особенно при изучении геохимического фона элементов в горных породах. Гораздо более существенным является, по-видимому, ограничение не веса пробы, а площади ее взятия. Особенно отчетливо это проявляется при

геохимическом изучении геологических объектов с неравномерным распределением урана и тория в рудах и зонах околорудных изменений. В этом случае разнообразие площади взятия проб может внести существенное искажение в оценку природной дисперсии и коэффициента изменчивости (вариации) содержаний. В качестве примера можно привести данные А. Д. Каблукова, Н. Н. Сочеванова и др. [71] и авторов по определению среднего содержания и коэффициента вариации урана в пределах участков урановых месторождений (рис. 11, табл. 1).

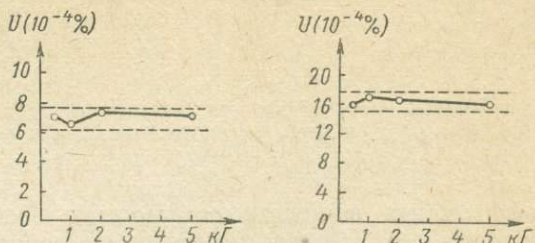


Рис. 10. Пример, иллюстрирующий отсутствие зависимости содержаний урана от начального веса проб, отобранных с площади 1 м² из гранитов (пунктиром показана область аналитических ошибок).

Таблица 1

Значения коэффициента вариации содержания урана в гидротермально-измененных (перекристаллизованных и апатитизированных) известняках из околорудно-измененных зон при различной площади отбора проб

Тип пробы	Колич. проб	\bar{X} (10 ⁻⁴ %)	σ (10 ⁻⁴ %)	$V_{\bar{X}}$ (%)
Сборная проба с площади 10 000 м ²	5	3,5	1,6	46
Частная проба с площади 1 м ²	15	3,6	3,5	~100

Примечание: \bar{X} — среднее содержание, σ — среднеквадратическое стандартное отклонение, $V_{\bar{X}}$ — коэффициент вариации.

При геохимическом изучении слаборадиоактивных горных пород со сравнительно однородным распределением элементов ($V_X < 40\%$) ошибки определения дисперсии, вносимые за счет применения различных способов опробования, существенно снижаются (табл. 2).

Как показали результаты дисперсионного анализа (с использованием критерия Фишера) и сравнение средних при помощи критерия Стьюдента, в случае опробования гранитов с коэффициентом вариации около 20—30% с вероятностью 0,95% средние содержания элемента при всех способах опробования практически одинаковы, а однородность дисперсий отмечается лишь при площади опробования не менее 1—10 м².

Из приведенных данных и опубликованных материалов правомерен вывод о зависимости устанавливаемых значений дисперсии и ко-

Таблица 2

Параметры распределения урана в среднезернистом порфиридовидном граните в зависимости от способа опробования*

Площадь опробования	\bar{X} (10 ⁻⁴ %)	σ (10 ⁻⁴ %)	σ^2 (10 ⁻⁸ %)	V_X (%)
Штуф	9,1	2,31	5,32	25,5
1	8,2	1,98	3,90	22,5
10	9,1	1,79	3,21	19,7
100	8,7	1,81	3,27	20,7

* На 8 различных полигонах размер площади отбора проб последовательно изменялся от точечной (штуф) до 100 м².

эффекта вариации от площади взятия пробы. Причем эта зависимость тем больше, чем выше неоднородность распределения урана и тория в объекте опробования. В связи с этим для сравнительной оценки характера площадного распределения урана и тория в горных породах необходимо выбирать строго определенную (эталонную) площадку опробования, в качестве которой была принята площадь равная 1 м². Выбор такой площади обусловлен необходимостью комплексирования обычных видов геохимического опробования с наземными гамма-спектрометрическими измерениями, результаты которых определяются γ -излучением радиактивных элементов, сосредоточенных в объеме породы, ограниченном с поверхности площадкой равной примерно 1 м². По этой же причине при изучении керн скважин интервал опробования принимался равным 1 м.

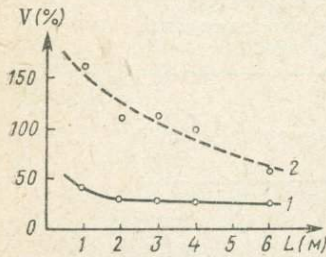


Рис. 11. Зависимость коэффициента вариации содержаний урана ($V\%$) от интервала опробования (L , м) по Н. Н. Сочеванову.

1 — кривая изменения величины V_X для горных пород с нормальной радиоактивностью; 2 — кривая изменения величины V_X для урановых руд и пород из окolorудно-измененных зон.

С указанных площади или интервала керн отбирается геохимическая точечно-валовая проба, состоящая из 10—15 равномерно распределенных кусков общим весом 0,5—1,5 кг. Проба такого веса, как показали опытные работы, является вполне представительной для характеристики среднего содержания урана и тория в горных породах на площади коренного выхода в 1 м² (рис. 10).

В ряде случаев при опробовании маломощных прослоев, прожилков и т. д. возможно изменение площади взятия пробы, что следует учитывать при выборке результатов анализов. Наряду с геохимическими пробами для определения состава аксессуарных минералов, изучения формы нахождения урана и тория в горных породах и минералах и решения других вопросов возникает необходимость в отборе минералогических проб большого веса.

На основе проведения экспериментальных работ с применением вероятностно-статистических методов рядом авторов [94, 101] предложен отбор минералого-геохимических проб весом 10—15 кг с площади 100—400 м² (обычно 10×10 или 20×20 м). При такой площади отбора проб исчезает влияние площадного фактора на величину дисперсии (σ^2). Значительный вес пробы (10—15 кг) определяется необходимостью получения достаточного для последующих анализов количества аксессуарных и пороодообразующих минералов. Совместно с геохими-

ческой или минералого-геохимической пробой отбираются образцы и шлифы для изучения петрографического состава, степени изменения породы и количественных минералогических расчетов. Густота отбора проб для определения содержания радиоактивных элементов в горных породах зависит от решаемых задач, геологического строения, масштаба исследований и других факторов. Для определения характера поведения урана и тория в геологических процессах, выяснения вертикальной радиогеохимической зональности толщ возможно опробование горных пород по отдельным разрезам, единичным скважинам и т. д.

При радиогеохимическом картировании, изучении особенностей пространственного распределения элементов и выявлении участков повышенных содержаний элементов плотность опробования рекомендуется рассчитывать, исходя из количества проб, необходимых не только для фиксации геохимических аномальных зон, но и получения основных параметров распределения элементов в их пределах с определенной точностью. Для этих целей требуемое число геохимических проб может быть вычислено по известной формуле

$$n = \frac{V^2}{p^2},$$

где V — коэффициент вариации содержания урана и тория в породе в %, p — точность определения среднего содержания радиоактивных элементов в %.

При мелко- и среднемасштабном радиогеохимическом картировании плотность опробования определяется необходимостью фиксирования зон нарушения первично-конституционального распределения элементов, размеры которых, как показывает опыт работ, являются весьма значительными (8—20×4—10 км). При крупномасштабном геохимическом картировании густота опробования определялась размерами (2—4×0,2—1 км) зон привнеса урана (табл. 3). Наконец, при изуче-

Таблица 3

Густота опробования горных пород в складчатых областях при радиогеохимическом картировании различных масштабов

Масштаб геохимических карт	Поле рассеянных содержаний радиоактивных элементов в горных породах ($V_X < 40-50\%$)		Аномальные зоны вблизи рудных месторождений и участки, требующие детализации ($V_X > 40-50\%$)
	Плотность опробования	Примерная сеть опробования (м)	
1:200 000	1 точка на 8 км ²	4 000×2 000	1 500×750
1:50 000	2 точки на 1 км ²	1 000×750	500×250
1:25 000	7 точек на 1 км ²	750×500	250×100
1:5 000	4 точки на 1 км ²	250×100	50×25

нии распределения урана и других элементов в околорудно-измененных породах и рудных телах на участках месторождений густота опробования выбиралась с учетом методики, принятой при поисках и изучении так называемых первичных ореолов рассеяния [71, 153].

В процессе радиогеохимического картирования производится отбор проб различного назначения. Большая часть проб отбирается для определения содержаний урана, тория и других элементов в породах (геохимические пробы). Для детального изучения содержания и форм нахождения радиоактивных элементов в породообразующих и акцес-

сорных минералах используются также минералого-геохимические пробы весом 10—15 кг.

Сопоставимость результатов геохимических исследований во многом зависит от идентичности не только условий отбора, но и обработки проб. Стандартизация условий обработки проб особенно важна при изучении форм нахождения урана и тория в горных породах и минералах и количественных подсчетах поминеральных балансов радиоактивных элементов.

Все отобранные геохимические пробы проходят подготовку к анализу, которая заключается в дроблении, перемешивании и квартовании протолок, их сокращении и истирании.

Следует отметить, что в процессе дробления недопустимо чередование проб из слаборадиоактивных горных пород с рудными пробами. В связи с этим еще на этапе отбора проб необходимо проводить их тщательное группирование по радиоактивности в процессе полевых работ или непосредственно перед дроблением. Дробление проб производится до крупности зерна (0,25—0,5 мм), после чего пробы тщательно перемешиваются и квартовуются либо вручную, либо с использованием различного вида делителей для достижения наибольшей представительности сокращенного материала. Пробы обычно сокращают до 200—300 г. Далее этот материал истирается до размера зерен менее 0,07 мм (до пудры) и поступает на различные виды анализов (химический, спектральный, радиохимический, люминесцентный, колориметрический и пр.).

Методика обработки минералого-геохимических проб предусматривает последовательное выполнение следующих операций: дробление, обесшламливание, промывка, разделение по удельному весу на концентрационном столе, классификация по крупности зерен, магнитная сепарация, выделение мономинеральных фракций породообразующих и акцессорных минералов с применением флотации, электромагнитной сепарации, центрифугирования в тяжелых жидкостях с последующей дочисткой под бинокулярной лупой. Принципиальная схема обработки минералого-геохимических проб приведена на схеме.

Дробление является основной подготовительной операцией обработки проб, от которой зависит последующее выделение нужного количества минералов. Дробление должно обеспечить максимальный выход минеральных фракций с минимальным количеством сrostков. Вся проба дробится до 0,5 мм с неоднократным ситованием во избежание переизмельчения материала. Наибольшее снижение переизмельчения породы достигается при использовании центробежной мельницы.

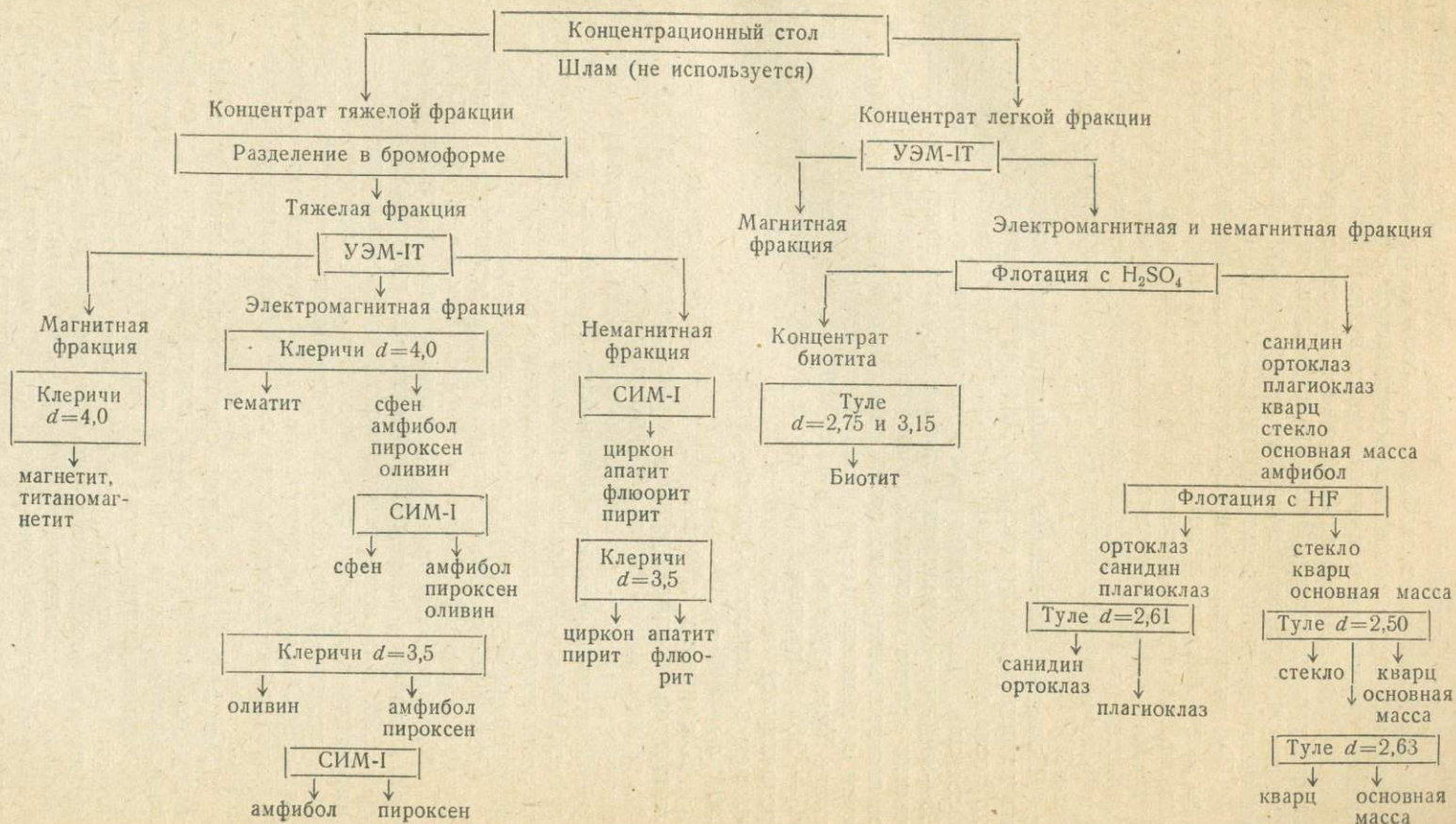
Часть раздробленного материала (~1 кг) отделяется квартованием для выполнения различных анализов. Этот материал обрабатывается как обычные геохимические пробы. Оставшаяся часть пробы подвергается отмучиванию в специальных конусах для отделения тонких пылеватых частиц и далее промывке на концентрационном столе для извлечения главной массы акцессориев, составляющих тяжелую фракцию. Полученный концентрат тяжелых минералов (серый шлик) разделяется в бромформе и далее тяжелая фракция обрабатывается по известной методике выделения акцессорных минералов [93, 94].

Промытая на концентрационном столе проба после просушивания подвергается квартованию и сокращению. Для дальнейшей обработки используются навески 100—300 г в зависимости от содержания выделяемых компонентов в породе. Наиболее благоприятны для разделения фракции с размером зерен от —0,25 до +0,10 мм. Более крупные фракции содержат значительное количество сrostков, более мелкие плохо поддаются обработке.

Схема выделения мономинеральных фракций из магматических пород

Исходная проба (10—15 кг)

Измельчение до 0,5 мм



Режимы разделения минералов подбираются экспериментально с учетом конкретных особенностей состава изучаемых пород, а также физических свойств минералов: магнитной восприимчивости, удельного веса, формы зерен, смачиваемости и др.

Обработанные на концентрационном столе пробы следует очистить от сростков и микровключений магнетита, титаномагнетита и железной стружки методом просыпки между многополюсными наконечниками универсального электромагнита УЭМ-1Т.

При наличии в породах любого состава слюд (биотита, мусковита) они могут быть извлечены методом флотации с добавлением нескольких капель серной кислоты и 3%-ного раствора жидкого стекла (силикатного клея). Дочистка полученных концентратов слюд осуществляется на изодинамическом магнитном сепараторе СИМ-1 или центрифугированием в растворе Туле, разбавленном водой до удельного веса 2,75.

Порядок дальнейшей обработки проб определяется особенностями их минерального состава. Для гранитоидов наиболее целесообразно после выделения слюд отделить полевые шпаты от кварца методом флотации. Для неизмененных пород этим способом можно получить 95—98%-ные концентраты кварца и полевых шпатов. Окончательная дочистка кварца от зерен, содержащих включения магнитных и электромагнитных минералов, производится на сепараторе СИМ-1. Для очистки от немагнитных примесей применяется центрифугирование в растворе Туле с удельными весами 2,63 и 2,67 (удельный вес кварца — $d_Q = 2,65$). Полевые шпаты после флотации (промытые и высушенные) разделяются на калиевый полевой шпат и плагиоклаз центрифугированием в растворе Туле с удельным весом 2,60—2,61 ($d_{\text{FSP}} = 2,55$ —2,60; $d_{\text{pl}} = 2,62$ —2,70).

Для кислых эффузивных и субвулканических пород — перлитов, липаритов, гранит-порфиров, липарито-дацитов и дацитов — методом флотации с добавлением 5%-ного раствора плавиковой кислоты можно получить концентраты санидина, ортоклаза, плагиоклазов, биотита. Дочистка этих минералов производится так же, как и для гранитов. Получить таким способом концентраты кварца из эффузивов не удастся, так как микрофельзитовая основная масса породы остается в камере флотационной установки вместе с кварцем.

Микрофельзитовая основная масса отделяется от кварца центрифугированием в растворе Туле с удельным весом 2,62—2,63.

Вулканические стекла, благодаря малому удельному весу (2,37—2,45), наиболее надежно выделяются центрифугированием в Туле с $d = 2,50$. Для некоторых разностей стекол характерна повышенная магнитная восприимчивость, что позволяет отделить их от немагнитных вкрапленников санидина и кварца на сепараторе СИМ-1. В пробах игнимбритов на сепараторе СИМ-1 удастся получить монофракции из линз стекловатого материала и девитрифицированной основной массы.

Для эффузивных пород среднего и основного состава (андезиты, андезито-базальты, базальты) метод флотации не дает существенных результатов, отмечается лишь слабое обогащение плагиоклазом первых порций флотируемого материала. Плагиоклазы из этих пород извлекаются на сепараторе СИМ-1 при максимальной силе тока. Как правило, основная масса обладает повышенной магнитной восприимчивостью, обусловленной микровключениями магнетита.

Темноцветные минералы (оливин, пироксены, амфиболы) отделяются от основной массы в неразбавленной жидкости Туле центрифугированием или в делительной воронке (при большом количестве материала). Используются также концентраты темноцветных минералов из тяжелых фракций, полученных на концентрационном столе.

Таблица 4

Режимы выделения породообразующих и аксессуарных минералов и основной массы эффузивов

Минерал	СИМ-1		Центрифугирова- ние минералов разной плотности (d) в тяжелых жидкостях
	Сила тока (А)	Наклон лотка (град)	
Кварц	1,52	0—5	$2,67 > d > 2,63$
Санидин	1,52	0—5	$2,61 > d > 2,55$
Ортоклаз-микроклин . .	1,52	0—5	$2,61 > d > 2,57$
Плагиоклаз кислый . .	1,4—1,5	0—10	$2,67 > d > 2,61$
Плагиоклаз основной	1,52	5—0	$2,75 > d > 2,65$
Биотит	0,35—0,45	15	$3,25 > d > 2,75$
Мусковит	1,2—1,4	5—10	$3,10 > d > 2,75$
Амфиболы	0,4—0,5	15	$3,10 > d > 2,80$ $3,40 > d > 3,20$
Пироксены	0,4—0,6	10—15	$3,40 > d > 3,25$ $3,20 > d > 3,20$
Оливин	0,3—0,6	10	$3,60 > d > 3,40$
Стекло кислое (липаритовое)*	1,4—1,5 0,2—0,5	0—5 15	$d < 2,50$
Стекло дацитовое	0,1—0,25	15	$d < 2,55$
Стекло базальтовое . . .	0,05—0,1	15	—
Микрофельзитовая ос- новная масса	1,2—1,5	10	$d < 2,63$
Основная масса дацитов	0,2—0,4	15	$d < 2,70$
Основная масса андезитов*	0,05—0,15 0,6—1,0	15 10—15	$3,10 > d > 2,80$ $d > 2,75$
Основная масса базальтов*	0,02—0,05 0,2—0,6	15 10—15	$3,10 > d > 2,80$ $d > 2,80$
Магнетит, титаномагнетит	* 0,01	15	$d > 4,0$
Гематит	0,1—0,25	15	$d > 4,0$
Ильменит	0,2—0,4	15	$d > 4,0$
Сульфиды	1,5	5—10	$d > 4,0$
Сфен	0,8—1,2	10	$3,60 > d > 3,20$
Циркон	1,56	5—10	$d > 3,40$
Апатит	1,56	5—10	$d < 3,40$
Флюорит	1,52	0—5	$3,10 < d < 3,30$

* Здесь и ниже приводятся данные различных по степени раскристаллизованности и удельному весу разновидностей основной массы.

Применение бромоформа в данном случае дает худшие результаты, так как часть основной массы, насыщенная тонкораспыленным магнетитом, осаждается вместе с темноцветными минералами.

Наибольшие трудности представляет разделение темноцветных минералов с близкими, частично совпадающими физическими свойствами. Для отделения оливина от пироксенов и пироксенов от амфиболов используется центрифугирование в разбавленной жидкости Клеричи и дочистка на сепараторе СИМ-1, причем сила тока и углы наклона лотка подбираются опытным путем для каждой пробы. Наиболее благоприятные режимы выделения породообразующих минералов из различных типов пород представлены в табл. 4.

Чистота полученных мономинеральных фракций плагиоклазов, калиевых полевых шпатов и кварца проверяется в иммерсионных препаратах методом кольцевого экранирования [204]. Темноцветные минералы проверяются под бинокляром. Мономинеральной считается фракция с содержанием не менее 99% полезного компонента. Акцессорные минералы целесообразно выделять из тяжелой фракции центрифугированием в жидкости Клеричи, разбавленной до соответствующего удельного веса. Предварительно тяжелую фракцию следует разделить на сепараторе СИМ-1 на магнитную, электромагнитную и немагнитную фракции.

Следует отметить, что применение метода флотации с добавлением нескольких капель концентрированной серной кислоты на 100 см³ воды (для слюды) или 5%-ного раствора плавиковой кислоты (для полевых шпатов и кварца) не приводит к заметному выщелачиванию урана из минералов. Для контроля было выполнено несколько определений урана в стеклах и полевых шпатах, выделенных из одних и тех же проб флотацией и методом электромагнитной сепарации (без предварительной флотации). Результаты определений близкие, с отклонениями как в сторону занижения, так и завышения в пределах точности люминесцентного анализа.

ГЛАВА II

ОСНОВНЫЕ ЛАБОРАТОРНЫЕ МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ И ВОДАХ

Проведение радиогеохимических исследований несмотря на широкое внедрение полевой гамма-спектрометрии связано с выполнением большого количества лабораторных определительных работ по установлению содержания и степени подвижности урана, радия и тория в горных породах, минералах и водах. Необходимость исследования как низких (геохимический фон), так и высоких содержаний радиоактивных элементов (рудные тела и их ореолы рассеяния) ставит перед лабораторными методами анализа жесткие требования к чувствительности, точности и диапазону измеряемых величин. Особые трудности возникают при определении малых содержаний урана и тория (близких к кларку земной коры и ниже кларковых).

В Советском Союзе и за рубежом применяется широкий комплекс лабораторных методов анализа, в основе которых лежит использование разнообразных физических и химических свойств урана, радия и тория в продуктах их распада. К числу этих свойств относятся следующие: 1) радиоактивные свойства (α -, β - и γ -излучения) элементов уранового и ториевого рядов; 2) люминесцентные свойства соединений шестивалентного урана при облучении ультрафиолетовыми лучами; 3) свойства урана и тория давать цветные реакции с некоторыми, преимущественно органическими, реагентами; 4) флюоресцентные свойства ура-

на и тория при их облучении первичными рентгеновскими лучами; 5) активационные свойства урана и тория, связанные с появлением наведенной активности при облучении элементов тепловыми нейтронами и другими частицами.

Наличие этих и других свойств позволяет использовать широкий круг методов для количественного определения низких содержаний урана и тория в сложных по минеральному и химическому составу природных веществах.

Методы определения урана и других радиоактивных элементов в горных породах

Главными из методов, которые используются при радиогеохимическом изучении горных пород, являются следующие:

1. Радиометрические методы определения тория, радия, урана и других элементов, основанные на измерении интенсивности радиоактивного излучения (α -, β - и γ -лучи или их сочетание).

2. Радиохимические методы, включающие химическую обработку проб (разложение пород), извлечение радиоактивных изотопов и их концентрирование и последующее радиометрическое измерение содержания элементов.

3. Люминесцентный метод определения урана по интенсивности свечения сплава, активированного ураном, в ультрафиолетовых лучах.

4. Колориметрический метод определения урана и тория с предварительным концентрированием элементов ионообменным, экстракционным или другим способом.

5. Рентгеноспектральный флюоресцентный метод определения урана и тория.

6. Нейтронно-активационный метод определения урана и тория с облучением анализируемых порошковых проб тепловыми нейтронами.

Большинство из этих методов с той или иной степенью детальности освещались в литературе, преимущественно в статьях периодической печати и отчасти в сводных работах [63, 87, 98 и др.]. При этом основное внимание уделялось методам определения высоких ($\geq 0,001\%$) содержаний урана и тория.

Ниже дана краткая характеристика наиболее часто применяемых при радиогеохимических исследованиях аналитических методов определения урана, радия и тория в горных породах с более подробным описанием их чувствительности и точности в интервале низких содержаний элементов.

Радиометрические методы

Радиометрические методы для определения низких содержаний радиоактивных элементов используют различные виды излучения (α , β и γ).

Радиометрический анализ по β - и γ -лучам. В отдельных лабораториях применяются количественные методы раздельного определения радиоактивных элементов с помощью комбинированных измерений β - и γ -активности по различию количества излучаемых отдельными изотопами β -частиц и γ -квантов и энергий соответствующих видов излучения [50, 206, 212].

Данные о порогах чувствительности определения урана, радона, тория и калия в пробах горных пород при различных условиях измерения и продолжительности счета импульсов 60 мин свидетельствуют о принципиальной возможности его использования для оценки низких содержаний радиоактивных элементов (табл. 5) [63]. Однако малая

Порог чувствительности определений урана, радона, тория и калия на установке И. П. Шумилина для анализа пород с кларковыми содержаниями радиоактивных элементов (10⁻⁴%)

Навеска пробы (г)	Колич. кювет	Уран	Радон	Торий	Калий
700	7	1,00	0,80	1,80	1100
600	6	1,17	0,96	2,10	1800
490	7	1,20	1,10	2,40	1400
420	6	1,32	1,30	2,80	2100
350	5	1,65	1,35	2,00	2600
280	4	1,80	1,70	3,75	2400
250	5	2,08	2,20	4,80	2000
200	4	2,25	2,70	6,00	2700

производительность анализа, недостаточно высокая чувствительность и необходимость приготовления больших навесок пробы существенно ограничивают сферу применения этого метода.

Радиометрический анализ по α -излучению. Этот анализ в течение длительного времени являлся одним из ведущих в исследовании радиоактивных препаратов, в том числе горных пород и минералов. Концентрация радиоэлементов определяется путем измерения ионизационных токов насыщения, вызванных α -излучением измельченной в порошок пробы и эталона с использованием различных типов ионизационных камер. Этим методом выполняется количественный анализ проб с высоким содержанием радиоактивных элементов, на порядок и более превышающим их кларки.

Использование для измерения α -активности вместо ионизационных камер пропорциональных и сцинтилляционных счетчиков значительно повышает чувствительность количественного анализа, в связи с чем появляется возможность определения очень малых содержаний урана и тория [224].

Рассматриваемые в литературе методы [116] основаны на использовании: а) различия в энергетическом составе α -излучения элементов уранового и ториевого рядов; б) различия в количестве излучаемых α -частиц элементами уранового и ториевого рядов; в) различия в постоянных распада α -излучателей уранового и ториевого рядов.

В геохимии наиболее часто применяется комбинирование измерений суммарной α -активности с независимым анализом содержания одного из элементов тем или иным методом [24]. Адамс, Ричардсон и Темплтон [219] использовали для определения тория комбинацию флюорометрического (люминесцентного) определения урана и измерение α -активности пропорциональными счетчиками, что позволило анализировать даже такие слаборадиоактивные породы, как известняки.

Основанный на различии постоянных распада метод «ториевых пар», образующихся в результате последовательного распада торона и тория А, широко применялся в биофизических исследованиях и в несколько меньшем объеме в радиогеохимии [67].

Гамма-спектрометрический анализ. Измерение γ -активности в отдельных интервалах энергий (гамма-спектрометрия), так же как и полевые методы, основано на различии энергетического состава γ -излучения, что позволяет использовать для анализа принцип порогового спектрометрирования. Содержание радиоактивных элементов в пробе вычисляется путем решения системы уравнений, составленных на основе независимых измерений γ -активности в выбранных участках спектра интегральным или дифференциальным спектрометрами.

Различные способы определения урана, радия и тория в породах и рудах гамма-спектральным методом рассмотрены в многочисленных работах [63, 75, 206 и др.].

Пороги чувствительности гамма-спектрометрических анализов при измерении навесок проб не менее 300 г при продолжительности измерений 60 мин. составляют на уран $5,5 \cdot 10^{-4}\%$, на радий (в эквиваленте равновесного урана) — $1,5 \cdot 10^{-4}\%$, на торий — $2,8 \cdot 10^{-4}\%$ и на калий — 0,7%. Применение кристаллов NaJ(Tl) значительных размеров позволяет несколько повысить порог чувствительности метода для урана и тория до $(0,3 \div 1,0) \cdot 10^{-4}\%$ [63 и др.].

В целом возможности лабораторного определения кларковых концентраций радиоактивных элементов с помощью гамма-спектрометрии несколько ограничены необходимостью использования для анализа значительных навесок проб (иногда до 300—800 г) и относительно низкой чувствительностью.

Радиохимические методы

Радиохимический метод, разработанный И. Е. Стариком с сотрудниками, долгое время являлся практически единственным методом количественного определения содержания радия и тория в горных породах [165 и др.]. По существу именно этим методом были получены первые количественные данные о содержании радиоактивных элементов в горных породах территории Советского Союза [79, 80].

При радиогеохимическом картировании горных пород можно использовать определение изотопов радия, по которым, при наличии равновесия в радиоактивных семействах, может быть рассчитано содержание урана и тория. Количественное определение содержания изотопов радия в природных объектах производится эманационным методом. Полного выделения эманации можно достичь только из жидких препаратов, поэтому радий из природных объектов различными способами разложения переводят в растворенное состояние [28, 157, 158, 160, 163, 165, 195, 197 и др.].

С выпуском промышленных образцов сцинтилляционных приборов РАЛ-1 (Альфа-1) чувствительность и точность определения изотопов радия существенно повышается. Наиболее подробно сцинтилляционные методы измерения эманаций рассмотрены в практическом руководстве Е. И. Железновой, И. П. Шумилиным, Б. Я. Юфой [63]. В этой работе на основании метрологических параметров дана сравнительная характеристика приборов СГ-1М и РАЛ-1 (Альфа-1) при определении радия по радону и тория по торону в 0,6-литровых камерах на приборе РАЛ-1 и 1-литровых камерах на СГ-1М при времени измерения 10 мин и накоплении радона в течение 4 суток (табл. 6).

Радиохимический метод определения изотопов радия может быть использован при радиогеохимическом изучении большей части горных пород, за исключением отдельных разновидностей карбонатных пород и ангидритов, а также магматических образований основного и ультраосновного состава. При допущении наличия равновесия в урановых и ториевом рядах по изотопам радия рассчитывается содержание родоначальников семейств: урана (по Ra^{226}) и тория (по Ra^{224}).

Радиохимический анализ может применяться также для непосредственного определения содержания или соотношения изотопов урана и тория. Для этого из анализируемой породы или минерала выделяются изотопы этих элементов в радиохимически чистом виде. Выделенные изотопы осаждают тонким слоем на дисках и по результатам измерения α - или β -активности определяют их содержание [12, 200].

Радиометрические и радиохимические методы анализа, широко применявшиеся в довоенный период, в последние два десятилетия

Сравнительная характеристика некоторых метрологических параметров определения изотопов радия эманационным методом на приборах Альфа-1 и СГ-1М, [63]

Параметр	Альфа-1	СГ-1М
Навеска	20 г	15 г
Порог чувствительности на Ra ²²⁶	$9,0 \cdot 10^{-12} \%$	$15 \cdot 10^{-12} \%$
Порог чувствительности на Th ²³² (по Ra ²²⁴)	$1,8 \cdot 10^{-4} \%$	$3 \cdot 10^{-4} \%$
Абсолютная среднеквадратическая ошибка отдельного определения Ra ²²⁶ (σ)	$3,0 \cdot 10^{-12} \%$ + 0,07 С	$5,0 \cdot 10^{-12} \%$ + 0,08 С
Абсолютная среднеквадратическая ошибка отдельного определения Th ²³² по Ra ²²⁴ (σ)	$0,6 \cdot 10^{-4} \%$ + 0,06 С	$1,0 \cdot 10^{-4} \%$ + 0,06 С

стали вытесняться новейшими высокопроизводительными и чувствительными ядерно-физическими и физико-химическими методами (люминесцентным, колориметрическим, рентгеноспектральным, активационным и другими).

Люминесцентный метод

Люминесцентный метод определения низких содержаний урана ($n \cdot 10^{-5} - n \cdot 10^{-3} \%$) в горных породах и минералах является одним из основных аналитических методов, применяемых при радиохимических исследованиях. В основе люминесцентного анализа лежит способность урана давать свечение в твердых растворах с фтористым натрием (или другими веществами) под действием ультрафиолетовых лучей. Между интенсивностью свечения и концентрацией урана сохраняется линейная зависимость в достаточно широком диапазоне (от 10^{-8} до 10^{-5} г урана на 1 г фтористого натрия).

Различные модификации люминесцентного метода, разработанные в Советском Союзе и за рубежом, отличаются главным образом способами химической подготовки проб к анализу (разложением или сплавлением породы, последующим отделением урана от сопутствующих и гасящих люминесценцию элементов). Изложение этих методик можно найти в работах П. П. Палей [116], Гримальди [230], Л. Л. Леоновой [91], В. С. Быковой [29] и других исследователей.

В зависимости от содержания урана, формы его нахождения в горных породах и требуемой чувствительности и точности применяются различные варианты извлечения урана из природных объектов.

Наиболее полное разложение силикатных горных пород достигается сплавлением с содой или обработкой смесью плавиковой и серной кислот. Оба этих метода химической подготовки при массовых анализах не вполне удобны из-за необходимости применения платиновой посуды и низкой производительности. Л. Л. Леонова [91] рекомендует использовать эти методы для анализа главным образом трудно разлагаемых минералов (преимущественно цирконов). Для массовых люминесцентных анализов наиболее часто используются два ускоренных способа разложения пород смесью 30—40 мл концентрированной HCl и 2—5 мл H₂O₂ и смесью соляной и серной кислот с фтористым аммонием.

Кроме этих двух методов при радиогеохимических исследованиях широко применяется еще более экспрессный метод определения содержания легковыведряемого урана (разложение материала смесью соляной и азотной кислот) в рыхлых отложениях и горных породах при изучении так называемых «первичных» ореолов месторождений

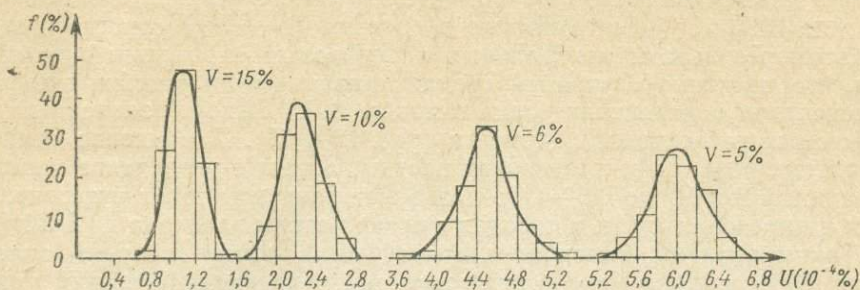


Рис. 12. Вариационные кривые точности люминесцентного определения урана методом В. С. Быковой в пробах горных пород с различным содержанием элемента. V — значение относительной ошибки; f — частота встречаемости определений.

и поисках потоков рассеяния элемента. Для уменьшения влияния элементов-гасителей люминесценции (Fe, Mn и др.) после разложения породы наиболее часто применяются два способа: 1) уран отделяют от других элементов осаждением в кислых средах (с добавкой циркония, тория, реже титана) в виде фосфата четырехвалентного урана [91] или других труднорастворимых урановых соединений (фторидов, купферонатов и др.); 2) сохранение урана в растворе в виде комплексных уранил-карбонатных соединений, в то время как другие «мешающие» элементы переводятся в осадок.

Среди методов химической подготовки проб к люминесцентному анализу наиболее производительным и пригодным для массовых определений в различных типах пород является метод, предложенный В. С. Быковой [29]. Полученная после разложения породы смесь соединений шестивалентного урана и фтористого натрия поступает на приготовление перлов в петле платиновой проволоки или изготовление таблеток с последующим определением интенсивности свечения фотометрами типа ЛЮФ-51, ЛЮФ-57, ФМ-42, ФАС-1 и др.

На величину ошибки определения содержания урана люминесцентным методом влияют главным образом следующие операции: 1) химическая подготовка пробы к люминесцентному определению, степень извлечения урана из пробы силикатной породы и породообразующих минералов и чистота отделения урана от сопутствующих гасящих люминесценцию элементов; 2) наплавка перлов или изготовление таблеток; 3) стабильность работы фотометров и градуировка приборов.

Наибольшие случайные погрешности люминесцентного определения урана связаны с химической подготовкой проб к анализу и наплавкой перлов. Появление систематических ошибок, как правило,

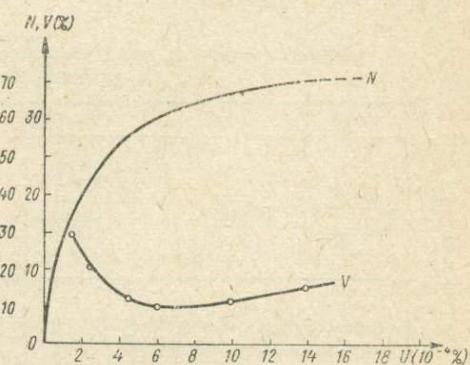


Рис. 13. Градуировочная кривая фотометра ЛЮФ-55 и кривая точности определения урана N — интенсивность свечения перла (усл. ед.) и V — величина относительной ошибки (%) при различных концентрациях элемента.

связано с градуировкой фотометров стандартными растворами с известным содержанием урана.

Постоянный и тщательный контроль за проведением всех операций анализа и применение высокочувствительной аппаратуры ЛЮФ-55, ЛЮФ-57, ФАС-1, ФАС-2 позволяет измерять содержание урана в диапазоне $(0,5 \div 100) \cdot 10^{-4}\%$ при навеске 0,2 г, а при навеске 0,02 г до $1000 \cdot 10^{-4}\%$ с точностью в среднем до $\pm 10\%$ относительных. При этом результаты контрольных и повторных определений показывают, что величина случайной среднеквадратической ошибки при люминесцентном определении урана методом В. С. Быковой зависит от определяемых концентраций элемента (рис. 12 и 13). Применение химически чистых реактивов, платиновой посуды, а также увеличение навески порошковой пробы до 0,5—1 гр позволяет понизить порог чувствительности и определять уран в породах с содержанием элемента до $1 \cdot 10^{-5}\%$.

Таким образом, высокопроизводительный люминесцентный анализ может быть широко использован при определении содержания урана в минералах и практически во всех типах горных пород, включая ультраосновные [95, 186].

Колориметрический метод

Колориметрическое определение урана и тория, широко применяемое в последние годы, основано на способности многовалентных ионов этих элементов давать цветные реакции с рядом реагентов (табл. 7). При этом наиболее чувствительными и избирательными яв-

Таблица 7

Чувствительность колориметрических реакций на уран и торий с различными реагентами

Уран		Торий	
Метод, реагент	Наименьшая определяемая концентрация, (мкг/мл)	Метод, реагент	Наименьшая определяемая концентрация, (мкг/мл)
Перекись водорода . . .	5—10	Объемный (комплексон-III)	1
Аскорбиновая кислота	5		
Алюминон	2—10	Фотометрический:	
Резорпин	1—2	торон-I, торон-II	0,5
Торон	0,5—1,0	арсеназо-I и II	0,2
Арсеназо-I и II	0,2—0,5	арсеназо-III	0,01
Арсеназо-III	0,05—0,1	Экстракционно-фотометрический (арсеназо-III)	0,002—0,005
		Соосаждение с дифенилгуанидиниевой солью (арсеназо-III)	

ляются реакции урана и тория с арсеназо-III, в результате которых образуются особо прочные окрашенные внутрикомплексные соединения [138].

Уран определяется колориметрически с арсеназо-III после восстановления до четырехвалентного состояния*. Наиболее чувствительными являются методы колориметрического определения урана, разработанные П. Н. Палеем и др. [120] и Л. П. Глухой и А. А. Немо-

* Реакция арсеназо-III с UV^I менее избирательна из-за мешающего влияния Zr, Hf, Th, TR и других элементов.

друк [107]. Метод П. Н. Палея позволяет определять уран от 0,002 мкг/мл и выше с точностью $\pm 3\%$. Он основан на предварительном экстрагировании урана трибутилфосфатом (ТБФ) в четыреххлористом углероде. Л. П. Глухова, А. А. Немодрук разработали метод определения микроколичеств урана в почвах, породах и минералах экстракцией ТБФ из водного раствора с $\text{pH}=1,0$ в присутствии нитрата аммония и комплексона-III. Порог чувствительности этого метода $1 \cdot 10^{-4}\%$ при навеске 1 г, увеличение навески до 5 г снижает определяемый минимум до $2 \cdot 10^{-5}\%$.

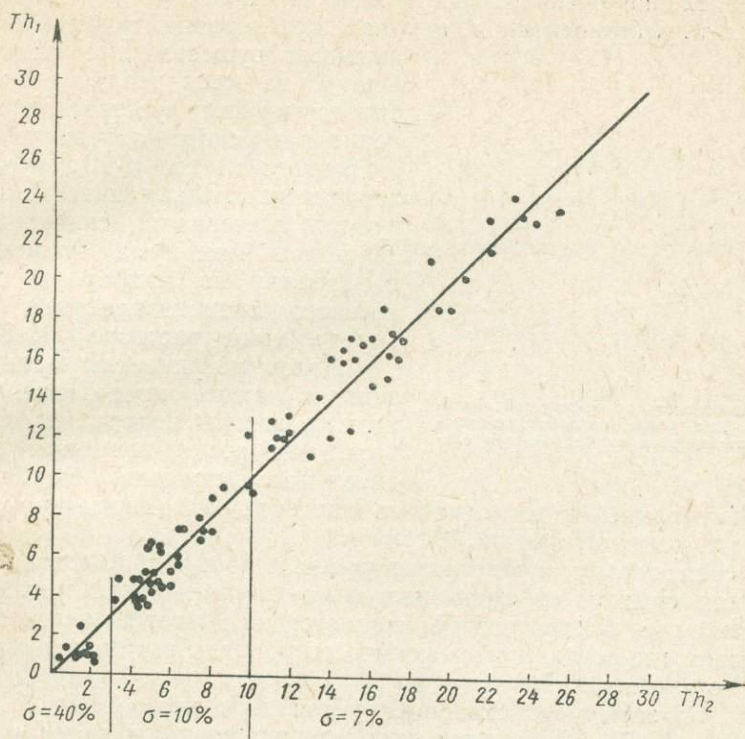


Рис. 14. Корреляционный график воспроизводимости результатов определения тория ионообменно-фотометрическим методом.

Реакция тория с арсеназо-III, как и для урана, является наиболее чувствительной и достаточно избирательной [138]. В Советском Союзе разработано большое количество методов определения тория с арсеназо-III для различных природных материалов [42, 137, 139, 197 и др.]. Наибольшее применение получили экстракционно-фотометрические и ионообменно-фотометрические методы.

Большинство схем ионообменной хроматографии разработаны на катионите КУ-2.

М. П. Вольнец [42] предложен ионообменно-фотометрический метод определения кларковых и более низких содержаний тория в горных породах силикатного типа. Этот метод, наиболее широко используемый сейчас в практике радиогеохимических исследований, позволяет определять 0,0001% тория и выше с относительной ошибкой $\pm 10\%$. Результаты повторных и контрольных анализов, выполненных по этой методике, свидетельствуют о том, что относительные ошибки определения зависят от абсолютного содержания тория в породах: 20—30% при содержании $\text{Th} \leq 2,5 \cdot 10^{-4}\%$; 10% при $(2,5 \div 10) \cdot 10^{-4}\%$ и 7% при $\text{Th} > 10 \cdot 10^{-4}\%$ (рис. 14 и 15).

Изучение ошибок, вносимых отдельными операциями, позволило установить, что максимальные погрешности связаны с адсорбцией и выщелачиванием тория на катионите КУ-2 [23]. На чувствительность метода и величину ошибки определения низких содержаний тория большое влияние оказывает степень загрязненности реактивов и посуды, что проверяется анализом «холостой» пробы.

Высокая чувствительность, сравнительно небольшие ошибки определения, малая величина навески и значительная производительность позволяют широко использовать ионообменно-фотометрическое определение тория при радиогеохимических исследованиях.

Определение очень малых количеств тория ($n \cdot 10^{-5}$ — $n \cdot 10^{-6}$ %) в основных и ультраосновных породах и некоторых типах известняков вызывает существенные затруднения. Однако имеются реальные возможности повышения чувствительности колориметрического определения тория с арсеназо-III (до $n \cdot 10^{-5}$ и $n \cdot 10^{-6}$ %) за счет увеличения навески анализируемого материала, снижения определяемого минимума элемента при измерениях на приборе и дополнительного концентрирования тория в определяемом растворе [51, 185].

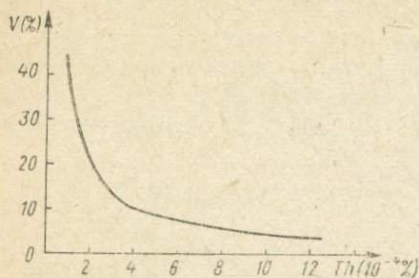


Рис. 15. Зависимость относительной ошибки определения тория ионообменно-фотометрическим методом от содержания элемента.

Колориметрическим методом производят также определение урана и тория в горных породах из одной навески, что резко повышает производительность, поскольку наиболее трудоемкой операцией в ходе анализа является разложение проб и отделение мешающих элементов.

По совместному определению урана и тория в геологических образованиях существует лишь несколько аналитических методов [178, 207]. Наиболее избирательным является хроматографический метод определения микрограммовых количеств урана и тория, предложенный Г. Н. Шестаковым.

Уран по этой методике сорбируется анионитом ЭДЭ-10П, торий-катионитом КУ-2. Мешающие определению тория и урана цирконий, редкоземельные и другие элементы отделяются либо по методу М. П. Вольнец, либо по методу Г. И. Шестакова — их комплексуется 0,1 N раствором лимонной кислоты для выведения в фильтрат без сорбции на катионите. Этот метод удобен для совместного определения урана и тория, в особенности когда количество анализируемого материала ограничено.

Рентгеноспектральный флуоресцентный метод

В настоящее время для количественных определений низких содержаний радиоактивных элементов наряду с классическими радиохимическими, физико-химическими и химическими методами все больше привлекаются новейшие ядерно-физические методы.

В частности, за последние 5 лет широкое распространение получил флуоресцентный рентгеноспектральный метод, позволяющий производить быстрые, надежные и массовые определения урана и тория [90].

В основе рентгеноспектрального флуоресцентного анализа лежит метод стандарта фона с использованием некогерентного рассеяния. Возбуждение вторичного рентгеновского излучения урана и тория производится первичными рентгеновскими лучами, источником которых служит рентгеновская трубка с молибденовым анодом.

В основе рентгеноспектрального флуоресцентного анализа лежит метод стандарта фона с использованием некогерентного рассеяния. Возбуждение вторичного рентгеновского излучения урана и тория производится первичными рентгеновскими лучами, источником которых служит рентгеновская трубка с молибденовым анодом.

Характеристическое излучение линии молибдена, рассеиваясь на пробе, дает мощное некогерентное рассеяние, по величине которого учитывается различие в вещественном составе анализируемых и эталонных проб и вычисляется фон на аналитических линиях (L_{α_1}) урана и тория. Содержание (C) этих элементов рассчитывается по формуле:

$$C = K \frac{I_{L_{\alpha_1}}}{I_H},$$

$I_{L_{\alpha_1}}$ — интенсивность L_{α_1} -линии урана или тория;

I_H — интенсивность излучения, некогерентно рассеянного пробой.

Коэффициент пропорциональности (K), определяемый по результатам измерений эталонной пробы, рассчитывается по формуле:

$$K = C_{\text{эт}} \left(\frac{I_H}{I_{L_{\alpha_1}}} \right)_{\text{эт}},$$

где $C_{\text{эт}}$ — концентрация урана или тория в эталонной пробе;

$\left(\frac{I_H}{I_{L_{\alpha_1}}} \right)_{\text{эт}}$ — отношение интенсивности излучения, некогерентно рассеянного эталоном, к интенсивности L_{α_1} -линии урана (или тория) в эталоне.

Для проведения анализов по предложенной методике создан высокопроизводительный прибор ФРА-4, порог чувствительности которого при определении урана и тория составляет $1-2 \cdot 10^{-4}\%$. Диапазон анализируемых концентраций $1-2 \cdot 10^{-4}\%$ — $0,3\%$ без поправок на самопоглощение и $0,3-2\%$ с поправками на самопоглощение.

Основными мешающими элементами при определении радиоактивных элементов рентгеноспектральным методом являются стронций, рубидий, иттрий при их содержании в пробе более $0,3\%$. В таких случаях возможно разбавление пробы двуокисью кремния.

Достоинствами этого метода являются независимость результатов от состояния равновесия в радиоактивных рядах, отсутствие влияния распада других элементов и, наконец, возможность производить анализ порошка пробы без предварительной химической обработки. Высокая чувствительность (до $1-2 \cdot 10^{-4}\%$) и точность (до $1-2\%$ относительных) рентгеноспектрального определения урана и тория позволяет широко использовать этот высокопроизводительный метод при радиогеохимических исследованиях.

Рентгеноспектральным методом можно производить количественное определение урана и тория в порошковых пробах также и на приборе ФРС-2 при содержании элементов от $0,001$ до $0,5\%$. Сравнительно низкая чувствительность ФРС-2 позволяет изучать лишь высокордиоактивные горные породы, а также руды и околорудно-измененные образования.

Радиоактивационный (нейтронно-активационный) метод определения урана и тория

Благодаря возникающему в ядерных реакторах мощному потоку тепловых нейтронов (до $n \cdot 10^{13} - n \cdot 10^{14}$ нейтрон/см²·сек) стало возможным создание одного из самых чувствительных методов анализа — нейтронно-активационного. Метод заключается в облучении анализируемого образца потоком тепловых нейтронов и определении наведенной активности, обусловленной возникновением в результате ядерных реакций радиоактивных изотопов, количество которых прямо пропорционально массе определяемого элемента. При длительном облучении образцов в урановых котлах потоками тепловых нейтронов в

$n \cdot 10^{13}$ нейтрон/см²·сек можно определять содержания элементов порядка 10^{-6} — 10^{-8} %. Поэтому нейтронно-активационный метод нашел широкое применение при определении содержаний многих редких и рассеянных, в том числе и радиоактивных элементов. Именно нейтронно-активационным методом возможно массовое количественное определение урана и тория в наименее радиоактивных природных объектах — изверженных породах ультраосновного состава и метеоритах [239—241].

При нейтронно-активационном анализе урана наиболее часто используются следующие ядерные реакции на тепловых нейтронах: $U^{238}(n, \gamma) \rightarrow U^{239}(T=23,5 \text{ мин}, \beta) \rightarrow Np^{239}(T=2,33 \text{ дня})$, $U^{235}(n, f) \rightarrow$ осколки деления Ba^{140} , Te^{132} , Xe^{132} и др. Общее содержание урана, исходя из этих реакций, можно определять по U^{239} , Np^{239} , сумме осколков деления и, наконец, по отдельным осколкам Ba^{140} , Xe^{133} [227].

При массовых анализах горных пород и минералов с неравномерным распределением урана используется счет запаздывающих тепловых нейтронов.

При нейтронно-активационном анализе проба в специальных контейнерах подается в реактор для облучения тепловыми нейтронами в течение строго определенного промежутка времени. Измерения наведенной активности производятся на нейтронных счетчиках и гамма-спектрометрах. Порог чувствительности метода составляет $\sim 1-2 \times 10^{-7}$ %. Отличающийся очень высокой чувствительностью и точностью ($\sim 3-5\%$ отн.), нейтронно-активационный метод определения урана свободен от интерференции (мешающего влияния) со стороны других радиоактивных ядер и поэтому широко применяется при радиогеохимическом изучении многих геологических образований [227, 240, 241]. Торий можно определять нейтронно-активационным методом по изотопам U^{233} и Ra^{233} , возникающим в результате ядерных реакций на тепловых нейтронах по следующей схеме: $Th^{232}(n) \rightarrow U^{233}(T=22,4 \text{ мин}) \rightarrow Ra^{233}(T=27,0 \text{ дней})$. Ввиду короткого периода полураспада U^{233} для достижения радиохимической чистоты выделения изотопов наиболее часто в радиогеохимических исследованиях используют дочерний изотоп Ra^{233} [239].

В геохимической литературе приводятся примеры определения тория в ультраосновных породах и метеоритах при его содержании $n \cdot 10^{-6}$ — $n \cdot 10^{-7}$ % [239—241]. Ориентировочные данные показывают, что этим методом можно производить количественные определения тория с точностью 3—7% относительных, начиная с абсолютных содержаний $4 \cdot 10^{-7}$ % и выше. Порог чувствительности метода лежит, вероятно, в интервале содержаний $(1 \div 2) \cdot 10^{-7}$ %. Таким образом, нейтронно-активационный метод анализа позволяет проводить радиогеохимическое изучение ультраосновных пород (дунитов, пироксенитов), метеоритов и других образований с высокой чувствительностью и точностью.

Метод изотопного разбавления

Метод изотопного разбавления является высоко чувствительным методом количественного анализа элементов, имеющих два или более природных изотопа. Он заключается в смешении раствора анализируемого образца с точно известным количеством трассера («стандарта»), имеющего резко отличный от природного элемента изотопный состав. После химического выделения масс-спектрометрически определяются изотопный состав смеси (природный элемент+трассер) и по степени изменения соотношения изотопов вычисляют содержание природного элемента [44]. Для определения урана методом изотопного разбавления используется трассер, обогащенный U^{235} , а природный

изотопный состав принимают за постоянный, равный 99,27% U^{238} и 0,73% U^{235} . Методика определения урана методом изотопного разбавления описана у Тилтона [244], Вебстера [247], Кобба и Калпа [233]. Имеющиеся публикации по геохимии урана свидетельствуют о возможности определения урана этим методом в природных объектах с содержанием $n \cdot 10^{-6} - n \cdot 10^{-7}\%$ и ниже.

Как известно, природный торий состоит практически из одного изотопа — Th^{232} , поэтому возможности определения тория методом изотопного разбавления по сравнению с ураном ограничены [44]. Определение этого элемента масс-спектрометрическим методом возможно лишь при наличии большого количества искусственного изотопа (Th^{230}), обладающего очень высокой токсичностью. Имеются примеры количественного определения ультрамалых количеств тория в ультраосновных породах ($n \cdot 10^{-5}\%$) с высокой точностью [245].

Методы определения урана и тория с помощью микрорадиографии и треков спонтанного и индуцированного деления урана

Помимо визуального изучения распределения радиоактивных элементов в горных породах и минералах, эти методы могут также использоваться для количественной оценки содержания радиоактивных элементов. Количественное определение урана и тория возможно, в частности, на основе микрорадиографий следов α -частиц.

Подсчет плотности следов α -частиц на единицу площади после просмотра значительного количества участков (примерно 100 полей зрения микроскопа; увеличение порядка $\times 500$) с учетом степени неоднородности распределения радиоактивных элементов и с использованием переводных коэффициентов, найденных по минералам-эталонам, позволяет определять содержание радиоактивных элементов (для фотоэмульсий типа А-2 плотность α -частиц при 1% урана составляет 46—48 α -частиц/мм²·час) [63].

Расчет суммарного содержания радиоактивных элементов (в эквивалентах урана) производится по обычной для метода сравнения с эталоном формуле:

$$A = C \frac{d_n}{d_t},$$

где d_n — плотность следов α -частиц исследуемого минерала;

d_t — плотность следов α -частиц эталонного минерала;

C — содержание урана в эталоне.

Для оценки индивидуального содержания урана и тория в породах при микрорадиографическом анализе следует учитывать длину пробега частиц в эмульсии, так как в ториевом ряду существуют α -излучатели с очень высокой энергией и, следовательно, повышенной длиной пробега. Анализируя длину следов α -частиц можно подсчитать торий-урановое отношение $\left(\frac{C_{Th}}{C_U}\right)$ по формуле

$$\frac{C_{Th}}{C_U} = \frac{3,3}{n_2/n_1 - 0,8},$$

где n_1 — количество α -частиц ThC (с пробегом в эмульсии $\sim 60-70 \mu$, эквивалентным 7 см в воздухе); n_2 — количество α -частиц RaC (с пробегом $\sim 40 \mu$ в эмульсии и 5,8—7 см в воздухе) [187].

Г. Тлеубергенова [176], Е. И. Железнова и др. [63] разработали достаточно надежные методы определения суммарного содержания радиоактивных элементов (в эквиваленте урана) и торий-уранового отношения по плотности и длине пробега α -частиц, что в конечном

итоге позволяет определять количества урана и тория. По данным Е. И. Железновой, с помощью микрорадиографии можно определять суммарное содержание радиоактивных элементов при концентрации больше $5 \cdot 10^{-4}\%$ эквивалентного урана. А. И. Поляков и В. И. Коробков [126] приводят примеры точности определения более низких концентраций радиоактивных элементов и торий-уранового отношения в минералах с применением жидких ядерных эмульсий А-2.

Практически микрорадиографическим методом, по-видимому, возможны количественные определения сравнительно высоких концентраций урана и тория в отдельных типах гранитов и т. д.

Значительно более перспективны для определения низких содержаний урана методы подсчета плотности треков осколков спонтанного деления U^{238} и индуцированного деления тепловыми нейтронами U^{235} . Количество треков осколков спонтанного деления в минерале является функцией скорости распада U^{238} ($\lambda = 6,6 \cdot 10^{17}$ лет), содержания урана (C) и возраста минерала (T). Если известен возраст, то подсчитав плотность треков спонтанного деления U^{238} на протравленном плавиковой кислотой или другими реагентами спайном сколе минерала (P_1), можно определить содержание урана по формуле

$$C = \frac{\rho_i}{N \cdot J^{238} \cdot \lambda \cdot R},$$

где N — количество атомов урана в единице объема (см^3),
 J^{238} — изотопическая доля U^{238} ,
 R — длина трека,
 ρ_i — плотность треков,
 λ — вероятность распада U^{238} .

Преимущество данного метода заключается в возможности определения содержания урана в микроколичествах исследуемого вещества и в его высокой чувствительности. Минимальное количество урана, определяемое этим методом, составляет $n \cdot 10^{-14}$ г/т. Однако число минералов, на поверхности которых можно выявить следы осколков деления, весьма ограничено (преимущественно слюды).

Содержание урана во всех разновидностях горных пород и минералов может быть определено по трекам индуцированного деления U^{235} по формуле

$$C = \frac{2\rho_i \cdot m}{n \cdot \sigma \cdot J^{235} \cdot d \cdot R},$$

где ρ_i — плотность треков; n — доза нейтронов; σ — сечение захвата нейтронов U^{235} , J^{235} — доля U^{235} в изотопной смеси урана; d — удельный вес минерала; R — длина трека; m — вес атома урана.

Вызванные (индуцированные) треки осколков деления U^{235} дают наиболее точную картину распределения урана в породе и позволяют определять очень низкие его содержания. Процесс определения включает: а) облучение образца, покрытого лавсановой пленкой (или другим материалом), в герметическом контейнере в ядерном реакторе тепловыми нейтронами с общим потоком порядка $5 \cdot 10^{15}$ — $2 \cdot 10^{16}$ нейтрон/ см^2 ; б) протравливание пленки лавсана в плавиковой кислоте; в) подсчет плотности треков индуцированного деления под микроскопом и вычисление содержания урана.

Преимущество этого метода по сравнению с микрорадиографией заключается в возможности прямого определения урана и в значительно более высокой чувствительности (примерно на три порядка выше люминесцентного и других методов).

Метод треков подробно описан в зарубежной и отечественной литературе [17, 18, 19, 52, 76—78, 108, 111, 113, 228, 239]. С помощью треков можно определять уран с высокой точностью в интервале содер-

жаний $n \cdot 10^{-5} - n \cdot 10^{-7} \%$. Приводим примеры определения урана в слаборадиоактивных изверженных породах ультраосновного состава и отдельных минералах (доза облучения $5 \cdot 10^{15}$ нейтрон/см²).

Ультраосновные породы [76]

Плотность треков индуцированного деления на см ²	Содержание урана (10 ⁻⁷ %)	
Оливинит г. Сопча	273	6,2
Оливинит "	345	7,8
Перидотит "	1160	26,4
Пироксенит "	726	16,5
Габбро-норит Мончетундры	414	9,4
Норит г. Нью	1160	26,4

Кимберлиты и минералы из них [17]

Содержание урана (10 ⁻⁶ %)	
Пироповый перидотит из трубки "Обнаженная"	5,3
Оливин	4,3
Гранат	14,5
Хромдиоксид	11,7

Как видно из вышеизложенного, для определения низких содержаний урана в горных породах применяется широкий комплекс химических, физико-химических и ядерно-физических методов. Однако их чувствительность и точность, а следовательно, и возможности анализа малых количеств урана и тория существенно различны. На графиках (рис. 16 и 17) показана зависимость относительных ошибок определения урана и тория различными методами от абсолютного содержания элементов.

Все существующие методы по их чувствительности и другим параметрам могут быть разделены на две группы:

1. Ядерно-физические методы (нейтронно-активационный, изотопного разбавления, радиографические), обладающие наибольшей чувствительностью и высокой точностью анализа (~3—5% отн.). Ядерно-физическими методами возможно определение содержания урана и тория прак-

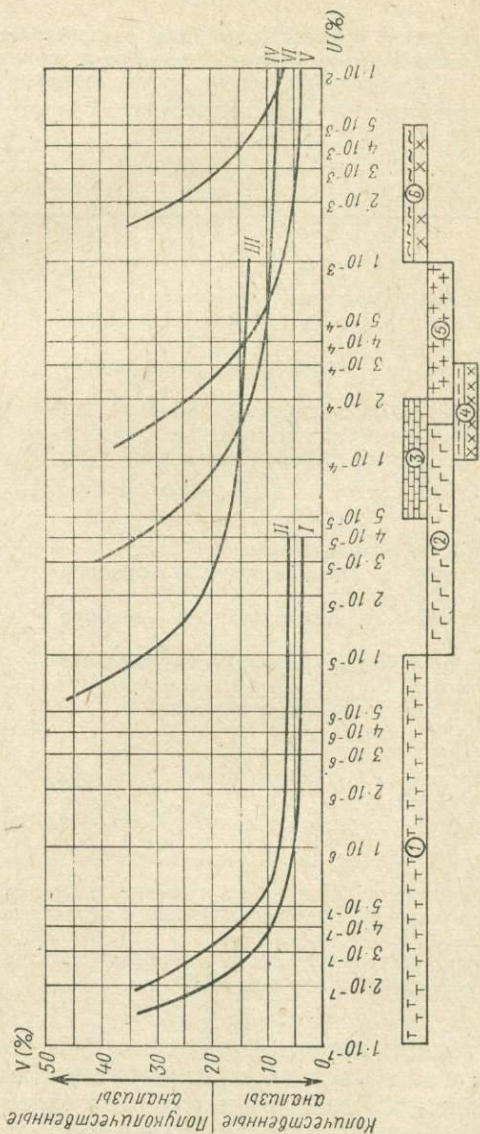


Рис. 16. Относительные ошибки (V) определения урана различными методами и пределы содержания урана в различных породах.
 Методы: I — нейтронно-активационный; II — изотопного разбавления; III — люминесцентный по методике ЦАЛ-2; IV — люминесцентный по методике В. С. Бяковой; V — рентгеноспектральный на приборе ФРА-4; VI — химический. Породы: 1 — ультрабазиты; 2 — базиты; 3 — карбонатные отложения; 4 — терригенные отложения и диориты; 5 — граниты, липариты; 6 — глинистые отложения, метасоматиты.

тически во всех типах горных пород с содержанием элементов $n \cdot 10^{-7}\%$ и больше.

2. Химические, физико-химические и радиометрические методы, отличающиеся несколько меньшими чувствительностью ($n \cdot 10^{-5}$ — $n \cdot 10^{-4}\%$) и точностью (~ 5 — 15% отн.).

Ядерно-физические методы дают высокую точность (погрешность 20% отн.) при концентрациях 10^{-7} — $10^{-6}\%$ урана и тория и могут использоваться практически для всех объектов земного и космического происхождения.

Большинство физико-химических методов (радиохимический, люминесцентный и др.) пригодны для количественных определений урана и тория преимущественно в интервале содержаний 10^{-5} — $10^{-4}\%$ и больше [табл. 8]. Этими методами с успехом анализируются боль-

Таблица 8

Метрологические параметры наиболее распространенных методов определения содержания радиоактивных элементов в горных породах и минералах, применяемых для радиогеохимических исследований *

Метод анализа	Порог чувствительности метода (%), $L=3\sigma_0$	Абсолютная среднеквадратическая ошибка отдельного определения (%)
У р а н		
Люминесцентный с перловым окончанием . . .	$0,3 \cdot 10^{-4}$	$0,1 \cdot 10^{-4} + 0,1$
Люминесцентный с таблеточным окончанием (ЦАЛ-1)	$0,3 \cdot 10^{-4}$	$0,1 \cdot 10^{-4} + 0,1$
Люминесцентный с таблеточным окончанием (ЦАЛ-2)	$6,0 \cdot 10^{-6}$	$2,0 \cdot 10^{-6} + 0,13$
Рентгеноспектральный на анализаторе ФРА-4**	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$0,5 \cdot 10^{-4} + 0,03$
Рентгеноспектральный на анализаторе ФРС-2**	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-4} + 0,03$
Лабораторный гамма-спектрометрический (по радио)	$0,2 \cdot 10^{-4}$	—
Т о р и й		
Ионообменный хроматографический	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$0,3 \cdot 10^{-4} + 0,06$
Радиохимический с использованием прибора "Альфа-1" (РАЛ-1)	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$0,6 \cdot 10^{-4} + 0,06$
Радиохимический с использованием прибора СГ-1 М	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4} + 0,06$
Рентгеноспектральный на анализаторе ФРА-4**	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$0,5 \cdot 10^{-4} + 0,03$
Рентгеноспектральный на анализаторе ФРС-2**	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-4} + 0,03$
Лабораторный гамма-спектрометрический	$0,3 \cdot 10^{-4}$	—
Р а д и й		
Радиохимический с использованием прибора "Альфа-1" (РАЛ-1)	$0,0 \cdot 10^{-12}$	$3,0 \cdot 10^{-12} + 0,06$
Радиохимический с использованием прибора СГ-1М	$15 \cdot 10^{-12}$	$5,0 \cdot 10^{-12} + 0,08$

* Величины ошибок и порога чувствительности могут несколько варьировать в зависимости от квалификации исполнителей и технического состояния измерительной аппаратуры.

** Порог чувствительности и воспроизводимость в значительной степени зависят от качества рентгеновской трубки БХВ-6м₀.

шинство горных пород, за исключением интрузивных образований ультраосновного состава и метеоритов. Большие возможности в радиогеохимии открываются перед рентгеновским методом, позволяющим одновременно определить уран и торий без предварительного химического разложения навески.

Столь широкое разнообразие методов, существенно отличающихся чувствительностью и точностью, вызывает необходимость выбора наи-

более оптимальных методик для анализа определенных типов горных пород и введения строгого контроля за сопоставимостью и достоверностью результатов (система стандартов и межлабораторный контроль).

Исследования, проведенные В. Г. Хитровым [193], показали, что основным препятствием на пути успешного развития региональной геохимии может явиться несоответствие результатов анализа в различных лабораториях за счет больших систематических ошибок. По данным В. Г. Хитрова, как полуколичественные, так и количественные методы анализа могут давать резко расходящиеся результаты — иногда на несколько порядков. Совершенно очевидно, что в этих условиях любые обобщения эмпирических геохимических данных должны выполняться с большой осторожностью.

Надежность и достоверность определения урана и тория в земной коре, в отличие от многих редких и рассеянных элементов, значительно выше. Это объясняется многообразием как прямых, так и косвенных (по продуктам распада) методов определения урана и тория, в ходе которых используются различные эталоны и принципиально различные свойства элементов, что позволяет исключить систематические ошибки. Кроме того, постоянство

скорости распада и спонтанного деления радиоактивных элементов позволяет в ряде случаев не прибегать к помощи эталонов, а фиксировать содержание элементов непосредственно по количеству актов распада или деления. Все это в совокупности резко снижает вероятность появления систематических ошибок и дает возможность в пределах одной лаборатории осуществлять надежный контроль. Об этом свидетельствуют результаты межлабораторного контроля определений урана и тория, выполненных с целью получения объективной информации о достоверности радиогеохимических данных (рис. 18 и 19). Межлабораторный контроль проведен с помощью двух специально изготовленных стандартных проб (гранита—Г-1 и диорита—Д-1) и большого количества проб горных пород, различных по составу и содержанию ра-

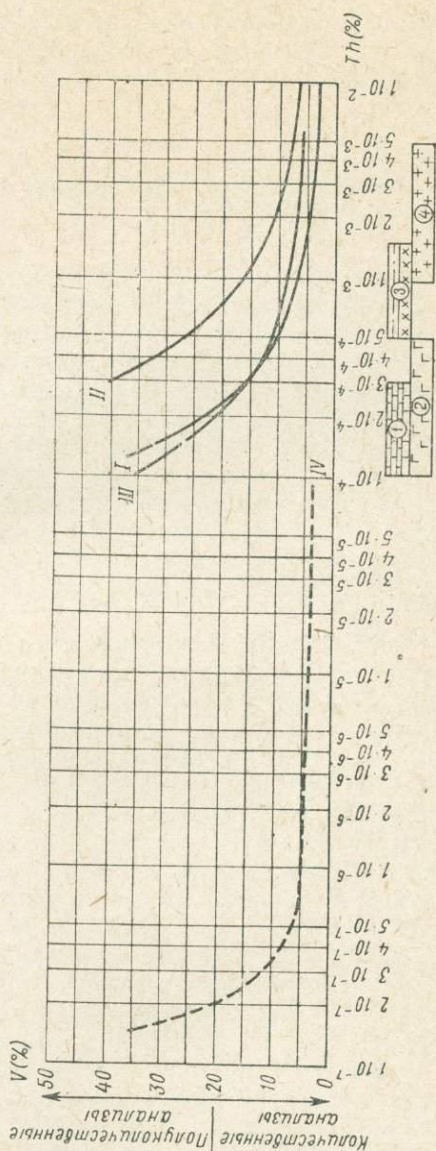


Рис. 17. Относительные ошибки определения тория различными методами и пределы содержания тория в различных породах
 Методы: I — рентгеноспектральный на приборе ФРА-4; II — радиохимический; III — ионообменно-хроматографический; IV — нейтронно-активационный
 Породы: 1 — карбонатные отложения; 2 — базальты; 3 — терригенные отложения; 4 — граниты, диориты.

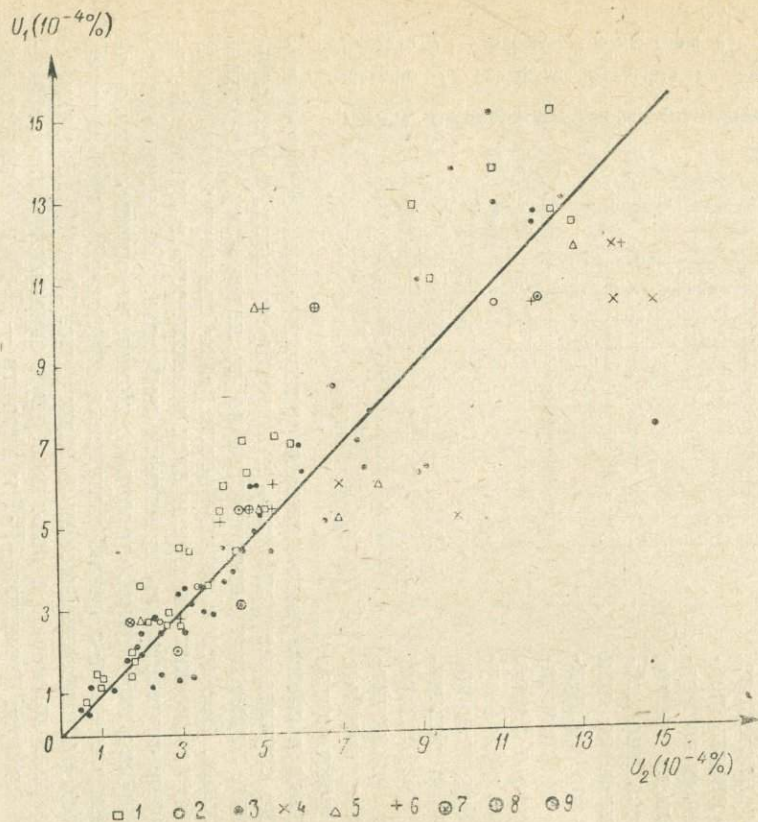


Рис. 18. Корреляционный график сравнения результатов анализов урана в горных породах (гранитах, порфиритах, песчаниках) различными методами и в различных лабораториях.

U_1 — определения в основной лаборатории; U_2 — повторные анализы в других лабораториях: 1 — колориметрический (лаб. 1); 2 — выполненный методом В. С. Быковой (лаб. 2); 3 — люминесцентный (лаб. 3); 4 — рентгеноспектральный (лаб. 3); 5 — радиометрический (лаб. 3); 6 — радиохимический (лаб. 4); 7 — радиохимический (лаб. 5); 8 — люминесцентный (лаб. 6); 9 — люминесцентный (лаб. 7).

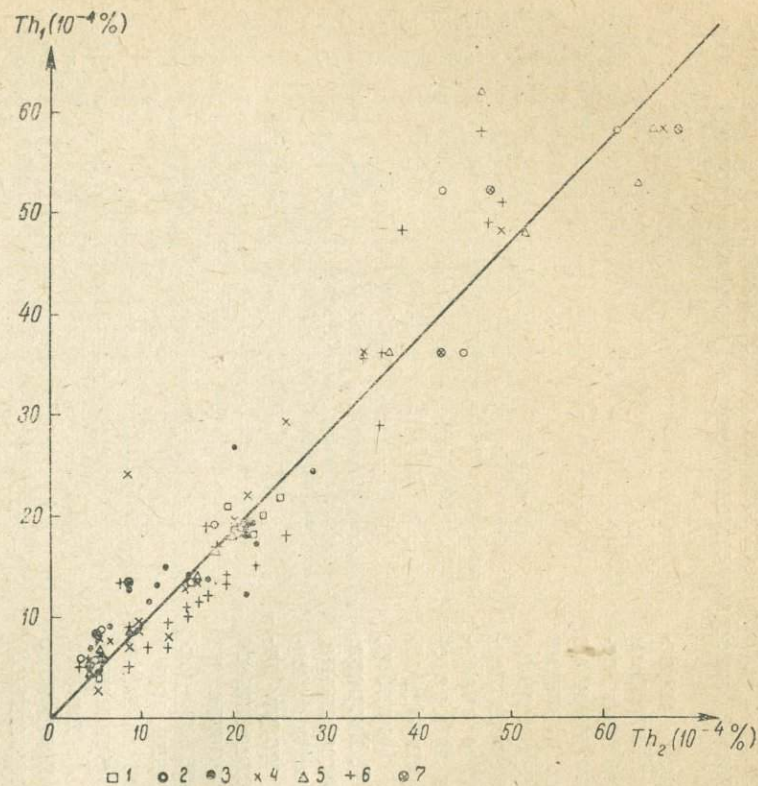


Рис. 19. Сравнение результатов анализов тория в горных породах (гранитах, порфиритах, песчаниках) различными методами и в различных лабораториях.

Th_1 — определения в основной лаборатории колориметрическим методом; Th_2 — анализы в других лабораториях: 1 — колориметрический (лаб. 1); 2 — колориметрический (лаб. 2); 3 — колориметрический (лаб. 3); 4 — рентгеноспектральный (лаб. 3); 5 — радиометрический (лаб. 3); 6 — радиохимический (лаб. 4); 7 — радиохимический (лаб. 5).

диоактивных элементов. На основе многочисленных анализов этих проб найдены средние значения абсолютных ошибок отдельного определения (в интервале низких содержаний) и порога чувствительности для различных методов анализа.

Приведенные ниже данные о распределении урана и тория в минеральном веществе земной коры получены главным образом с помощью люминесцентного, колориметрического, радиохимического и рентгеноспектрального методов, являющихся наиболее эффективными при радиогеохимических исследованиях.

Методы определения урана и других радиоактивных элементов в природных водах

При геохимическом районировании и выделении радиогеохимических зон и провинций необходимо тщательное изучение гидрогеохимических и радиогидрогеохимических особенностей поверхностных и подземных вод. Радиогидрогеологические данные особенно важны при изучении региональных особенностей распределения урана и тория в чехле платформ, где с миграцией подземных вод связано возникновение дифференцированных радиогеохимических провинций и участков локальных концентраций урана и радия.

В связи с необходимостью определения низких содержаний радиоактивных элементов, в том числе и в полевых условиях, методы анализа вод должны быть высокочувствительными, простыми по выполнению и экспрессными для проведения анализа непосредственно у водисточника.

При определении урана этим требованиям удовлетворяют люминесцентные и колориметрические методы с предварительным концентрированием элемента адсорбцией, соосаждением, экстракцией или ионным обменом. Объемный метод [41], дающий надежные результаты лишь при высоких содержаниях урана в воде (в отсутствие больших количеств сульфат-иона), и полярографический метод [162], имеющий невысокую чувствительность и большую трудоемкость, находят меньшее применение в лабораториях геологической службы.

Наиболее популярными являются два люминесцентных метода [61, 130]. Они основаны на адсорбции урана из природных вод активизированным углем при $\text{pH}=5-6$, последующей десорбции его раствором углекислого натрия и дальнейшим измерением свечения перла с фтористым натрием путем сравнения со стандартными эталонами визуально на приборе МЧ-1 или на фотометрах типа ЛЮФ, ФАС и др.

Этими методами определяют от $1 \cdot 10^{-6}$ до $5 \cdot 10^{-5}$ г/л урана при анализе из объема 500 мл воды и до $5 \cdot 10^{-4}$ г/л — из объема 100 мл. Точность определения зависит от содержания элемента и колеблется от 15 до 25% отн. Оба метода позволяют определять уран в различных типах природных вод, достаточно производительны, не требуют сложного лабораторного оборудования и вполне применимы в полевых условиях.

С точки зрения экспрессности и простоты техники выполнения анализа предпочтителен вариант П. Н. Жарова.

Люминесцентный метод Н. Х. Айдинян [4] основан на соосаждении урана в исследуемой пробе с гидратом окиси алюминия. Определению элемента мешают железо, медь, марганец (более 1 мг/л) и большие количества кальция и магния. Порог чувствительности метода $2 \cdot 10^{-7}$ г/л. В зависимости от содержания урана необходимо менять анализируемый объем воды; обычно из 100 мл можно определить $1 \cdot 10^{-6}-5 \cdot 10^{-4}$ г/л урана. Метод достаточно надежен, по точности не уступает выше рассмотренным, прост в исполнении, но в применении

к сильно минерализованным водам трудоемок и требует нагревательных приборов (муфель или бартель), менее производителен и практически мало удобен в полевых условиях.

Метод, основанный на измерении интенсивности свечения перла фтористого натрия, сплавленного с соединениями урана, выделенного соосаждением из 1 л воды, является трудоемким и малопродуктивным [177]. Он требует высококвалифицированных исполнителей и сложного технического оснащения лаборатории.

Группа колориметрических методов более многочисленна.

Определение урана может проводиться с ортооксидоарсоновой кислотой после десорбции элемента из угля раствором углекислого натрия [61, 130]. Определению мешают алюминий и большое количество органических веществ. Анализируемый объем воды доходит до 500 мл в зависимости от содержания элемента. Порог чувствительности равен $1 \cdot 10^{-6}$ г/л урана, точность определения $\pm 20\%$. Этот метод, подобно люминесцентному, прост, производителен, надежен и может являться вполне объективным контролем результатов анализа, полученных другими методами.

Колориметрическое определение урана в природных водах по разованию характерной желто-зеленой окраски при действии перекиси водорода на его соли в щелочной углекислой среде предложен М. П. Белой [13]. Концентрирование и отделение урана от мешающих элементов, как и в люминесцентном варианте метода этого автора, достигается путем соосаждения с хлорным железом и дальнейшим растворением урана в углекислом аммонии из 1 л воды. Порог чувствительности метода $5 \cdot 10^{-5}$ г/л. Метод мало пригоден из-за большого количества мешающих элементов (железо, алюминий, титан, хром, марганец, кобальт, ванадий, молибден и др.).

Высокочувствительными методами определения урана в воде являются также колориметрические методы с реагентами группы арсеназо — арсеназо-I и арсеназо-III.

А. А. Резников и Е. П. Муликовская [130] определяют содержание урана по интенсивности синего окрашивания комплекса урана с арсеназо-I после сорбции элемента активизированным углем и последующей десорбцией углекислым натрием. При увеличении анализируемого объема воды до 1 л метод позволяет определять $1-3 \cdot 10^{-6}$ г/л урана. Точность определения $\pm 25\%$. Измерения производят в компараторе сравнением со стандартной шкалой или на фотоколориметре в кювете объемом 30 мл. Метод не сложен по выполнению, достаточно производителен и избирателен (кроме U^{+6} ни один элемент не образует синюю окраску с арсеназо-I) и может с успехом проводиться в полевой лаборатории. В последние годы метод почти не применяется из-за дефицитности реагента арсеназо-I.

С. Б. Саввин [138] предлагает метод определения следов урана в воде, основанный на соосаждении уранила с гидроокисью алюминия, восстановлении шестивалентного урана до четырехвалентного висмутом и фотометрировании с арсеназо-III. Анализируемый объем равен 1 л. Метод позволяет определять до 1 мкг/л урана с относительной ошибкой не более 5%. Метод несложен по выполнению и применяемым реагентам, но он не относится к экспрессным (анализ длится 3-4 часа) и требует наличия центрифуги, поэтому может проводиться только в стационарных лабораторных условиях.

Н. В. Озерова и Л. А. Сидорова [112] предлагают проводить визуальное определение урана в подземных водах разного типа с арсеназо-III непосредственно у водоисточника с вариантами прямого определения и предварительного концентрирования. Метод используется для анализа вод при содержании урана более $1 \cdot 10^{-6}$ г/л. Прямое определение элемента осуществляется для пресных и слабосоленых вод;

анализируемый объем 20 мл. При малых содержаниях урана применяется предварительное концентрирование экстракцией раствором трибутилфосфата. Мешающие элементы связываются (комплексуются) трилоном Б. Такое концентрирование проводится в водах с минерализацией до 200 г/л. Продолжительность прямого определения урана — 3—5 мин, а с предварительным концентрированием — 15—20 мин. Точность определения ± 25 —30%.

Таким образом, учитывая чувствительность, точность и экспрессность рассмотренных методов, можно рекомендовать определение урана в природных водах люминесцентным методом и колориметрическим с ортооксизоарсоновой кислотой или с арсеназо-III.

Определению тория в природных водах посвящено гораздо меньше работ. Они относятся в основном к последнему десятилетию, когда было доказано, что геохимия тория не стоит вне воды, хотя содержание его в подземных водах на один-два порядка ниже содержания урана. Все методы являются колориметрическими с применением реагентов группы арсеназо и отличаются способами концентрирования элементов.

Ф. М. Аксельрод и Ю. С. Ляликовым [5] предложено концентрирование тория из объема 20 л на гидроокислах железа и лантана с последующим осаждением его комплекса с торием на активизированном угле и определением с арсеназо-III. Чувствительность метода составляет $n \cdot 10^{-7}$ г/л при объеме пробы от 10 до 80 л. Точность определения ± 30 —35%. Метод несложен по выполняемым операциям, но очень трудоемок — анализ длится более суток, требует дефицитного реактива (соли лантана) и сложного технического оснащения лабораторных работ.

На неорганических коллекторах предлагают концентрировать торий С. Б. Саввин и др. [139], П. Е. Старик и др. [164], В. И. Кузнецов и И. В. Никольская [84]. После концентрирования торий колориметрируют с арсеназо-III. Этого же варианта придерживаются Н. Г. Сыромятников и Л. А. Капацкая [168]: элемент концентрируется из 20 л воды осаждением с гидроокисью железа и последующим ионообменным обогащением. На КУ-2 отделяют его от мешающих компонентов. Чувствительность метода $1 \cdot 10^{-6}$ г/л тория, ошибка определения ± 25 —30%.

В. И. Кузнецов и др. [83] предложили концентрирование тория, находящегося в морской и речной воде в гидролизованном состоянии или в виде коллоидов, на органическом коллекторе. Элемент адсорбируется осадком танната метилового фиолетового, переводится в раствор смесью хлорной, соляной и азотной кислот. После центрифугирования с фениларсеновой кислотой торий определяют фотометрированием с арсеназо-III по способу добавок. При анализе речной воды, содержащей по сравнению с морской больше ила и глинистых частиц, вводятся дополнительные операции переосаждения тория. Порог чувствительности метода $1 \cdot 10^{-8}$ г/л, расхождения между параллельными анализами не превышают ± 35 —40%.

Таким образом, методы определения тория в природных водах трудоемки (большой объем анализируемой пробы, значительное количество и специфичность применяемых реактивов), длительны, требуют достаточно квалифицированных исполнителей и хорошего технического оснащения лаборатории. Они обладают необходимой чувствительностью и точностью, но не относятся к экспрессным, что затрудняет их применение в полевых условиях.

Определение урана и тория в воде расчетным путем (по радону и торону) можно проводить радиохимическим методом [114], применимым к слаборадиоактивным природным растворам.

Определение содержания радия в водах тоже производится радиохимическим методом [165]: радий, содержание которого в водах на 3—5 порядков меньше, чем урана или тория, концентрируется соосаждением с сульфатом бария. Измерение количества радона производится на электрометре типа СГ-1М или 2М вакуумным методом. Этот метод имеет большую чувствительность ($1 \cdot 10^{-13}$ г/л) и точность ($\pm 10\%$) и несмотря на длительность широко применяется.

Ускоренный метод определения радия в природных водах [62] основан на соосаждении радия карбонатом кальция совместно с активированным углем из объема от 0,5 до 10 л. Чувствительность и точность метода аналогичны классическому радиохимическому варианту, а быстрота выполнения и простота применяемых реактивов позволяет проводить анализ в полевых условиях.

Полевое определение радия и радона в водах удобно проводить физическим методом [165] с циркуляционным или вакуумным вариантом измерений радона. Метод быстр, аппаратурно прост, но менее точен, чем радиохимический.

Определение изотопов радиоактивных элементов в природных водах может производиться методами, изложенными в работах В. Н. Вернадского [33], В. В. Чердынцева [201—203], Н. Г. Сыромятникова [169—171], П. И. Чайкина [198], В. И. Баранова [108].

ГЛАВА III

ИЗУЧЕНИЕ ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ УРАНА И ТОРИЯ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ

Большинство исследователей в области радиогеохимии [32, 70, 89, 106, 173 и др.] отмечали многообразие форм нахождения урана и тория в минеральном веществе (собственные урановые и ториевые минералы, изоморфное вхождение, диспергированный уран и другие формы). Суждение о форме нахождения урана и тория в горных породах может быть сделано с помощью различных методов, главными из которых являются следующие: 1) определение содержания урана и тория в отдельных минералах или минеральных фракциях (метод минеральных балансов); 2) методы выщелачивания урана и тория различного рода реагентами; 3) радиографические методы фиксации пространственной картины размещения урановых и урано-ториевых концентраций.

Метод минеральных балансов предусматривает выделение из кристаллических пород отдельных минералов (породообразующих и аксессуарных) или минеральных фракций (кварц-полевошпатовая фракция, тяжелая немагнитная фракция и т. д.), подсчет их процентного содержания в породе и определение количества урана и тория. Знание этих величин позволяет оценить, какая часть урана сконцентрирована в той или иной минеральной фракции. Первые подсчеты минеральных балансов, выполненные зарубежными и советскими исследователями, подтвердили представления В. И. Вернадского о всеобщем рассеянии радиоактивных элементов и показали, что уран и торий в различных содержаниях и соотношениях присутствуют во всех породообразующих и аксессуарных минералах.

Оценка минеральных балансов урана и тория позволила также выделить минералы-носители и минералы-концентраторы элементов. Но этим методом оказалось невозможным определить общий баланс урана и тория в породе, так как значительная часть этих элементов не связана с определенными минералами, а сосредоточена в трещинах и микровключениях собственно урановых, ториевых и других минералов, не поддающихся диагностике под микроскопом.

Наиболее эффективным методом изучения характера пространственного распределения урана и тория, степени приуроченности элементов к тем или иным минералам или микроструктурам породы является радиографический. Этим методом производится фотографическая регистрация отдельных видов излучения (преимущественно α -лучей) на фотоматериалах (собственно методы радиографии) и треков спонтанного и индуцированного деления урана.

Наиболее простым способом качественной оценки распределения радиоактивных элементов в рудах и минералах является метод радиографии по α -лучам, который применяется для выявления местоположения трудно диагностируемых урановых, ториевых и уран- и торий-содержащих минералов.

Для целей макрорадиографии обычно применяется рентгеновская пленка, на которую ставятся шлифы или приполированные образцы. Контур образца при экспозиции очерчиваются иглой или высвечиваются слабым светом. Время экспозиции подбирается эмпирически в зависимости от содержания радиоактивных элементов и составляет обычно от нескольких часов до нескольких суток.

Чувствительность радиографического метода может быть повышена использованием ядерных фотопластинок типа А-2 с толщиной эмульсии 50 микрон. Эти пластинки используются обычно для более тонких количественных исследований в шлифах под микроскопом (микрорадиография), но их применение целесообразно и при макроисследованиях (рис. 20). При микрорадиографическом исследовании фотопластинка вводится в контакт с петрографическим шлифом. При этом экспозиция длится несколько суток или недель в зависимости от содержания радиоактивных элементов [63]. При изучении пород с содержанием $>5 \cdot 10^{-4}\%$ необходима экспозиция 3—4 недели. При большей экспозиции для избежания регрессии следов нужна атмосфера сухого азота [176].

Наиболее хорошие результаты при микрорадиографических исследованиях достигаются с жидкой эмульсией [76], которая наносится непосредственно на петрографический шлиф, что дает возможность с максимальной точностью установить местонахождение источника α -частиц (рис. 21). В последнее время для регистрации α -частиц предложено использовать органические полимерные соединения, в частности нитрат целлюлозы (рис. 22) [228].

Для диагностики содержащихся в породе высокорadioактивных включений могут быть использованы последствия радиационного воздействия α -, β - и γ -лучей на минералы — природная радиография.

Распад радиоактивных элементов, содержащихся в минерале, приводит часто к преобразованию физических свойств минералов — изменению окраски, образованию радиальных трещин и плеохроичных ореолов, нарушениям в кристаллических решетках, появлению люминесценции, термолюминесценции и т. д. Своеобразным проявлением воздействия радиоактивности на породы и минералы являются, в частности, плеохроичные ореолы, часто наблюдаемые в шлифах вблизи рудных и аксессуарных минералов [44, 86 и др.]. Плеохроичные ореолы наблюдаются в слюдах, амфиболах, пироксенах, турмалине, андалузите, барите и др., т. е. в минералах, содержащих закисное железо, которое может окисляться до окисного под воздействием главным образом α -лучей. Наиболее резким проявлением радиоактивного воздействия на минерал, приводящим к разрушению кристаллической решетки при сохранении внешней огранки, является метамиктный распад. В метамиктном состоянии встречаются браннерит, эвксенит, фергусонит, поликраз, самарскит, торианит, пироклор, циркон (циртолит) и другие минералы.

Изучение под микроскопом преобразованных в результате радиационного воздействия минералов позволяет выявить центры наибольшей концентрации урана и тория в породе, которые, однако, не дают представления об общей массе элементов, так как с ними связана лишь незначительная часть от валового содержания радиоактивных ядер.

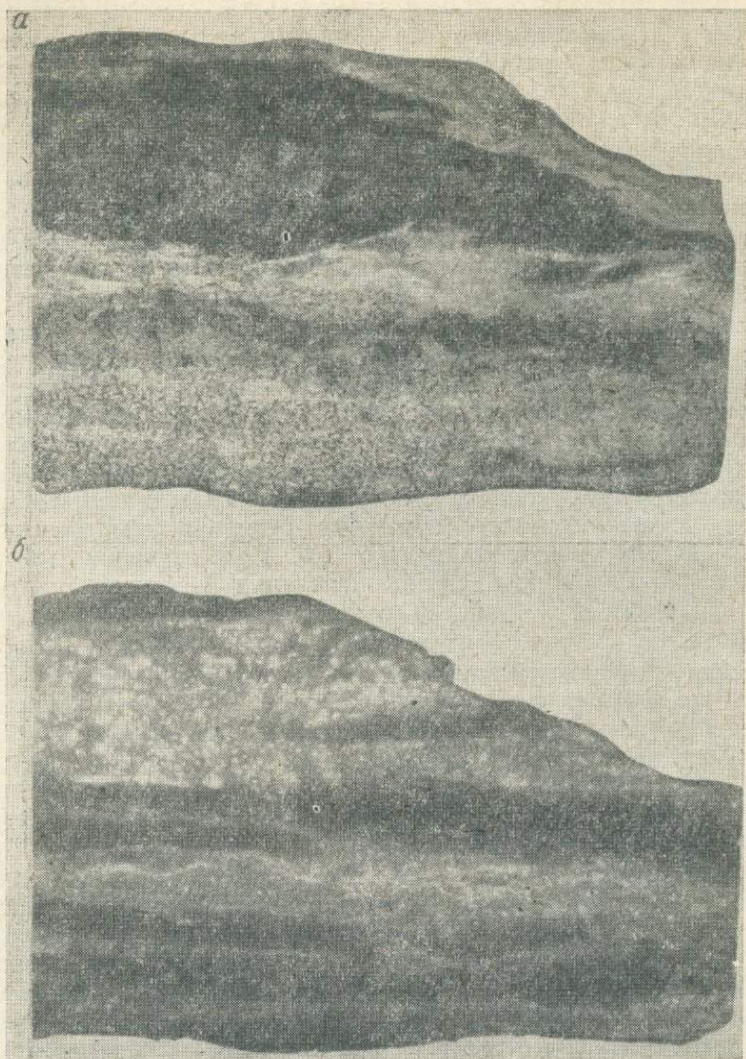


Рис. 20. Образец с рудной вкрапленностью (а) и макрорадиография на фотопластинке для ядерных исследований (б). Нат. вел.

Разновидностью природной радиографии являются наблюдаемые в минералах треки осколков (Ba^{140} , Xe^{13} и др.) спонтанного деления урана (U^{238}). Благодаря высокой кинетической энергии и значительной массе осколки нарушают кристаллическую структуру минерала, оставляя на пути следования дефектные области — треки, которые можно наблюдать в микроскоп. Поврежденные участки кристаллических решеток отличаются повышенной растворимостью при травлении минералов в соответствующих реагентах; в результате следы тяжелых частиц — треки можно наблюдать в оптический микроскоп в

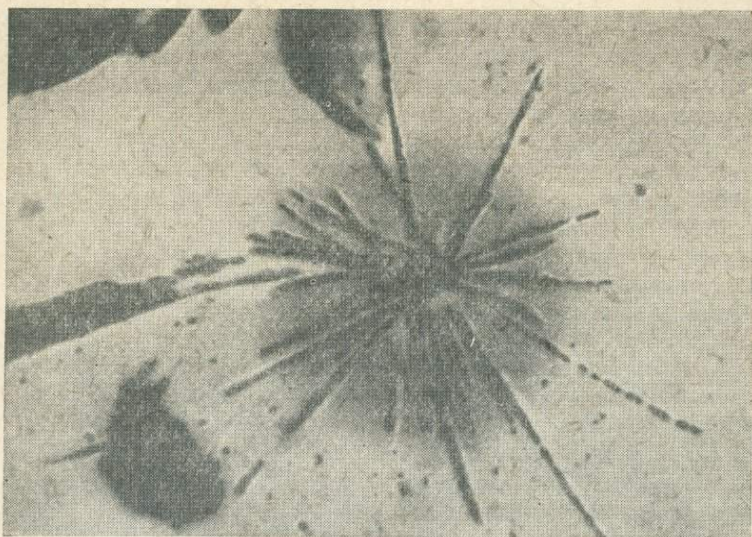


Рис. 21. Следы альфа-частиц от микровключения радиоактивного минерала в граните. Шлиф покрыт жидкой ядерной эмульсией. Ув. 1200. По А. Н. Комарову [76].

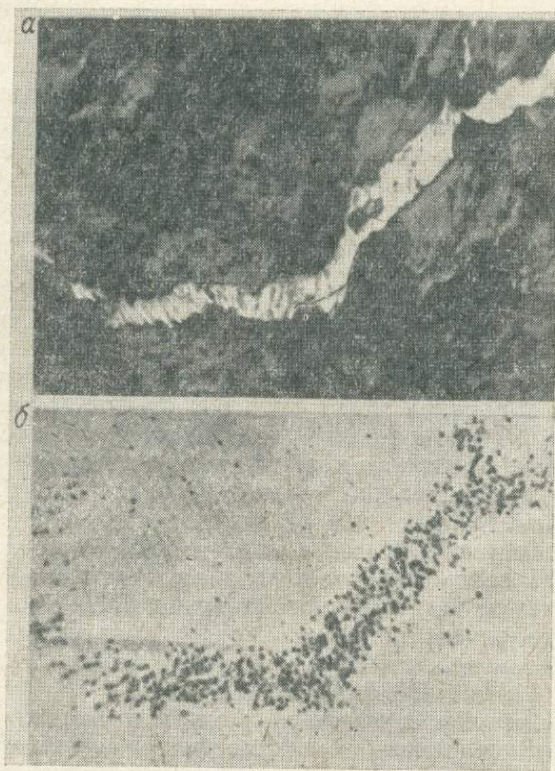


Рис. 22. Шлиф (а) с прожилками настурана (отраженный свет) и микрорадиография на нитрате целлюлозы (б). Ув. 120. По R. L. Feetcher и др. [237].

виде каналов. В отличие от иных дефектов структуры минерала треки прямолинейны и беспорядочно ориентированы в минерале. Подробное описание морфологии треков, образующихся в различных материалах, их отличия от прочих дефектов кристаллических решеток, характерные особенности треков в зависимости от структуры минералов и другие вопросы рассмотрены в работах советских и зарубежных исследователей [17—19, 52, 76—78, 108, 111, 113, 228].

Методика изучения треков спонтанного деления урана заключается в приготовлении плоских чешуек слюды или полированных пластинок, выпиленных из зерен минералов. Выявление треков производится травлением в растворах HF, HCl, H₂SO₄, NaOH, H₃PO₄ и др.

Режимы травления некоторых минералов следующие (по А. Н. Комарову, И. Г. Берзиной, Прайсу и др.):

	Кислота	Продолжительность (мин)	Температура (град. С)
Биотит	35 %-ная HF	2—2,5	20
Флогопит	То же	4—5	20
Мусковит	То же	1—2	100
Апатит	HCl 20 %-ная	1—1,5	—
Циркон	H ₃ PO ₄ концентр.	5—10	20
Кальцит	Концентр. муравьиная кислота	1	20
Флюорит	H ₂ SO ₄ концентр.	10	—

Просмотр и подсчет треков для определения содержания и форм расхождения урана производился под микроскопом (X 100).

Отжиг треков в ходе геологической истории в результате нагревания минералов ограничивает возможность определения абсолютного возраста, но зато позволяет изучать термическую историю минералов, время проявления метаморфизма и т. д. [78]. С помощью треков спонтанного деления урана можно воссоздать картину распределения элемента в минерале в прошлые геологические эпохи приблизительно, так как в ряде случаев современное содержание и форма нахождения урана в природных объектах в силу наложения более поздних геохимических процессов может совершенно не соответствовать тому, что запечатлелось в виде треков спонтанного деления урана за всю сложную историю существования горной породы.

Особенности современного пространственного распределения урана в минералах и породах могут быть изучены по трекам от осколков вынужденного (индуцированного) деления U²³⁵ при облучении этого изотопа тепловыми нейтронами в ядерных реакторах (рис. 22, 23, 24 и 25). Обработка образца заключается в химическом травлении его для выявления следов осколков от спонтанного деления, облучения образца тепловыми нейтронами в атомном реакторе при потоке нейтронов 10¹⁰—10¹⁶ нейтрон/см² и повторном травлении, позволяющем подсчитать следы от вынужденного деления U²³⁵. Треки, вызванные вынужденным делением, после вторичного травления отличаются от треков спонтанного деления значительно меньшими размерами фигур [17, 18, 76—78, 111, 113, 228, 229].

Для тех минералов, в которых треки не протравливаются, а также для порошков, отдельных зерен, шлифов и других препаратов применяются детекторы, которыми могут служить пластины искусственной слюды, стекло или лавсан [17, 18, 78, 111, 113]. Осколки вынужденного деления урана после облучения тепловыми нейтронами оставляют на приложенных пластинках (детекторах) следы, выявляемые травлением. Коэффициент эффективности выявления следов от осколков

деления (E) различен для различных веществ: фотостекло — 42%, лавсан — 76%, мусковит — 100%.

Использование при радиогеохимических исследованиях горных пород методов радиографии, в особенности треков осколков спонтанного и индуцированного деления U^{238} и U^{235} , является важным шагом в изу-



Рис. 23. Распределение урана в оливините по трекам осколков индуцированного деления U^{235} .

a — шлиф, *б* — треки. Проходящий свет.

чении геохимии радиоактивных элементов, выяснении формы их нахождения в минералах, путей и способов миграции. С помощью этих методов по существу впервые получен объективный материал о формах нахождения урана и тория в природных объектах с относительно низким содержанием элементов [19]. С помощью метода треков на основе изучения слюд, гранатов, монацитов и других минералов, а также пород было показано, в частности, что преобладающая часть урана в минералах горных пород находится либо в виде изоморфной примеси, либо в виде самостоятельной дисперсной минерализации. При

этом в самостоятельной дисперсной минерализации (например, в слюдах в пленочной форме, на плоскостях спайности) в отдельных типах пород находится подавляющая часть урана.

Одной из важных особенностей метода треков является возможность определения миграции урана в течение времени существования



Рис. 24. Распределение урана в кварц-сланцевых сланцах по трекам осколков индуцированного деления U^{235} .
а — шлиф, б — треки. Проходящий свет, ув. 100.

минералов (комбинация спонтанного и индуцированного методов). Совершенно очевидно, что выяснение этих генетических вопросов имеет большое значение при радиогеохимических исследованиях горных пород, особенно при решении вопросов об источниках уранового оруденения и путях миграции урана.

Результаты подсчета минеральных балансов и радиографических исследований позволяют установить в горных породах и минералах наличие различных форм нахождения урана и тория: собственно урановых или ториевых минералов, изоморфных включений в акцессорных и породообразующих минералах, в жидких включениях, в адсор-

бированном состоянии и т. д. Вместе с тем эти методы не дают полного представления о степени подвижности урана и тория в горных породах. К сожалению, до сих пор нет четко стандартизированных приемов оценки «подвижных» форм урана. Поэтому большинство авторов, применяя различные растворители, наибольшее значение при-

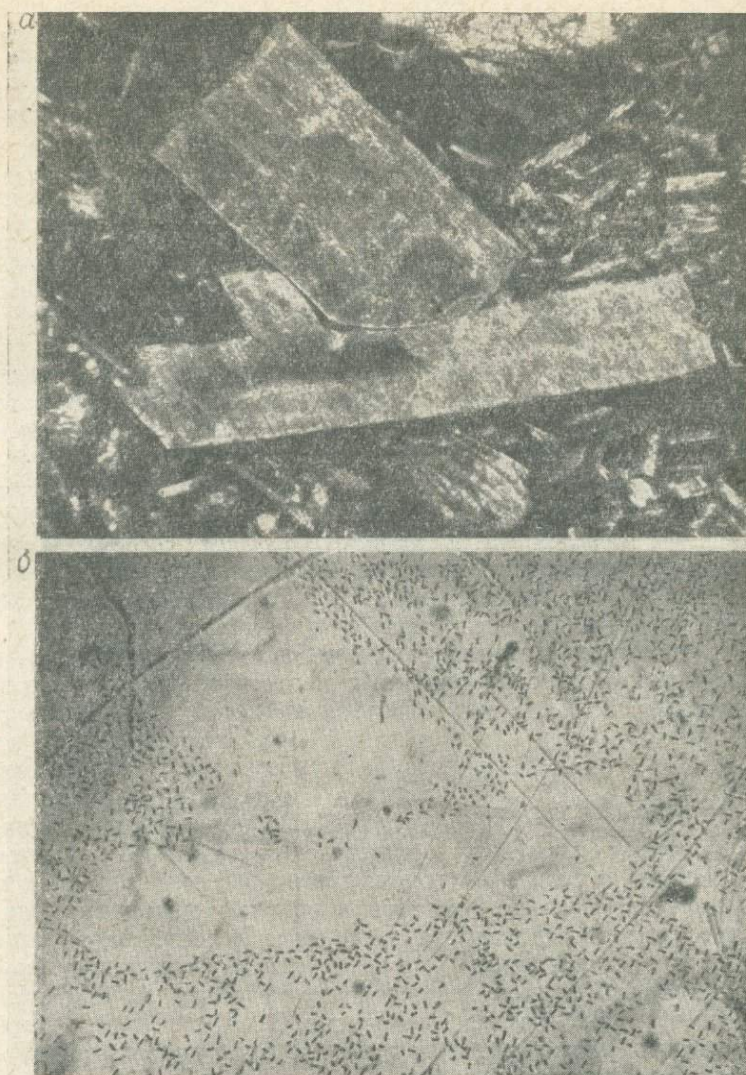


Рис. 25. Распределение урана в андезито-базальтах по трекам осколков индуцированного деления U^{235} .
а — шлиф, б — треки. Проходящий свет, ув. 200.

дают степени извлекаемости (выщелачиваемости) урана из пород, исходя из конкретных условий опыта. При строго постоянных условиях выщелачивания удастся получить сравнительную картину извлечения урана и тория из различных горных пород и минералов. Учитывая сложность природных условий, многие исследователи применяют различные выщелачивающие агенты и оценивают подвижность урана в широком диапазоне еН, рН, давлений и температур.

Основные положения метода выщелачивания были разработаны И. Е. Стариком [166]. Извлечение элементов из горных пород может

осуществляться двумя путями: а) переход в раствор всех радиоактивных изотопов, связанный с растворением минералов; б) собственно выщелачивание радиоактивных изотопов из нарушений кристаллической решетки без растворения минералов. В чистом виде эти процессы в природе почти не наблюдаются.

В геохимической литературе предложен ряд методов выщелачивания урана и тория. Л. В. Таусон считает, что уран необходимо выщелачивать из пород такими растворами, которые не разрушают решетку породообразующих минералов [173]. Для этой цели он рекомендует использовать раствор карбоната аммония. Легко выщелачиваемая раствором карбоната аммония часть урана составляет 10—96%. Эту часть урана, извлекаемую из гранитоидов, Л. В. Таусон считает несвязанной изоморфно в решетках породообразующих и аксессуарных минералов.

Л. С. Евсеева и А. И. Перельман [56] изучали растворение и выщелачивание урана из урановых руд и минералов дистиллированной водой, растворами сульфатов, хлоридов и бикарбонатов натрия. Авторы приходят к выводу, что карбонатная и кислая сульфатная среда способствуют наиболее интенсивному выщелачиванию урана.

А. А. Дроздовская [57] при изучении рудоносных песчаников исследовала влияние хлоридов, сульфатов и бикарбонатов натрия при рН растворов от 3 до 9 на переход урана и тория в раствор. Результаты проведенных опытов показали, что уран легко переходит в раствор любого анионного состава в нейтральных или слабощелочных бикарбонатных водах с рН $\angle 4,5$, а торий — в кислых сульфатных водах с рН $\angle 4$ и в щелочных бикарбонатных водах со значением рН ≈ 8 .

Более агрессивные растворители (кипячение в 1 M HCl и 5%-ном растворе соды) были использованы И. Г. Минеевой [99] при определении подвижных форм урана и тория.

При региональных радиогеохимических исследованиях, а также при геохимических поисках урановых месторождений для определения легкоизвлекаемого урана нами наиболее часто применялось извлечение урана из пород при кипячении в 5%-ном растворе соды в течение 30 мин. Этим методом было установлено предпочтительное извлечение подвижного урана из более молодых образований гранитоидного состава [116], а также из гидротермально-измененных пород. В зависимости от решения конкретных геохимических задач могут применяться и другие методы изучения состояния урана в горных породах и рудах.

При изучении физико-химических условий миграции урана большой интерес могут представлять сведения о валентных состояниях его. Для этой цели долгое время использовался метод разложения проб концентрированной серной кислотой по методике А. Г. Хлопина и Э. К. Герлинга [194], который, согласно В. И. Звенигородской и др., применим только при отсутствии в породе восстановителей (Fe, V, Cu, и др.), что редко бывает на практике.

В радиогеохимии кроме прямого определения радиоактивности большое развитие получили исследования ее последствий (остаточных явлений) и конечных продуктов распада неустойчивых ядер. Это, прежде всего, изучение радиационного воздействия излучения на кристаллические решетки минералов и определение относительного содержания изотопов стабильных элементов радиоактивных рядов, в первую очередь изотопов свинца (Pb^{206} — конечного продукта распада ряда U^{238} , Pb^{207} — конечного продукта распада ряда U^{235} , Pb^{208} — конечного продукта распада ряда Th^{232}).

α -, β - и γ -излучение производит интенсивное радиационное воздействие на минералы, крайним проявлением которого является нарушение структуры кристаллических решеток и, как следствие, изменение оптических свойств, удельного веса, твердости кристаллов и т. д. При осо-

бо интенсивном облучении (в некоторых разновидностях цирконов) происходит практически полное разрушение кристаллической структуры. С процессами разрушающего влияния радиации связано появление наблюдаемых визуально плеохроичных ореолов вокруг таких высокорadioактивных минералов, как циркон, ксенотим, апатит, монацит и др.

В большинстве своем радиационное воздействие на минералы не является столь интенсивным и может быть зафиксировано лишь с применением современных физических и ядерно-физических методов исследований, позволяющих фиксировать по скоплению электронов дефекты кристаллических решеток, возникающие на различных энергетических уровнях. К числу таких методов относятся термолюминесцентный и метод электронного парамагнитного резонанса, при которых по наличию дефектов в кристаллических решетках минералов можно судить об интенсивности радиационного воздействия различных видов излучения. Степень радиационного воздействия излучения на минералы первоначально использовалась главным образом для оценки их возраста [102, 235, 236].

Впоследствии, благодаря комплексованию точных физических методов изучения радиационного воздействия с изотопно-свинцовым, стало возможным подойти к выяснению первичного распределения радиоактивных элементов в породе (при знании ее возраста), существовавшего до проявления каких-либо эпигенетических процессов (гидротермально-метасоматических, гипергенных и др.), приведших к миграции радиоактивных атомов. Использование эффекта радиационного воздействия оказалось полезным в объяснении генезиса урановых руд, особенно в тех случаях, когда традиционные и достаточно трудоемкие минералого-геохимические и геохимические методы (изучение околорудных изменений, содержания элементов-спутников, изотопных соотношений и др.) не дают однозначного решения.

Термолюминесцентный метод используется для изучения горных пород и минералов, которые при нагревании испускают свет — термолюминесцируют. Эмиссия света, получаемая при повышении температуры (до 400—500° С), имеет место у щелочно-галлоидных солей, кальцитов, флюоритов, калиевых полевых шпатов, плагиоклазов, кварца и связана с высвобождением электронов из «ловушек», в роли которых выступают, в частности, дефекты кристаллической структуры минералов. Эффект термолюминесценции наиболее интенсивно проявляется при нагревании кальцитов.

Переход электронов на более высокие энергетические уровни при локальных нарушениях структуры кристаллической решетки минералов, и в частности кальцитов, может быть обусловлен рядом причин, главными из которых являются следующие:

1. Радиационное воздействие различных видов излучений и ядер отдачи. Ряд авторов считает, что наиболее вероятными источниками, активизирующими термолюминесценцию, являются α -частицы и ядра отдачи, несущие основную часть энергии радиоактивного распада [218]. Другие авторы приходят к выводу о существенном вкладе γ -излучения (наряду с β -лучами) в радиационное воздействие на кристаллические решетки минералов, учитывая их значительно большую проникающую способность [16, 30 и др.].

2. Тепловое воздействие интрузий, метаморфизма и других процессов.

3. Явления перекристаллизации.

Влияние последних двух источников является наиболее проблематичным и наименее изученным. Первый источник не всегда является главным, так как эмпирические данные свидетельствуют в ряде случаев об отсутствии прямой зависимости между содержанием радиоак-

тивных элементов в горных породах (рис. 26) и интенсивностью их термолюминесценции, которая более надежно увязывается со степенью термальной или метасоматической переработки пород [76]. На интенсивность и форму термолюминесценции карбонатных пород существенное влияние оказывают примеси химических элементов. При этом некоторые элементы (марганец, стронций и др.) активизируют увеличение термолюминесценции, в то время как железо является сильным гасителем [218]. В геологии явление термолюминесценции использовалось для решения самых различных задач: диагностики минералов, корреляции и расчленения карбонатных, гранитоидных и других пород

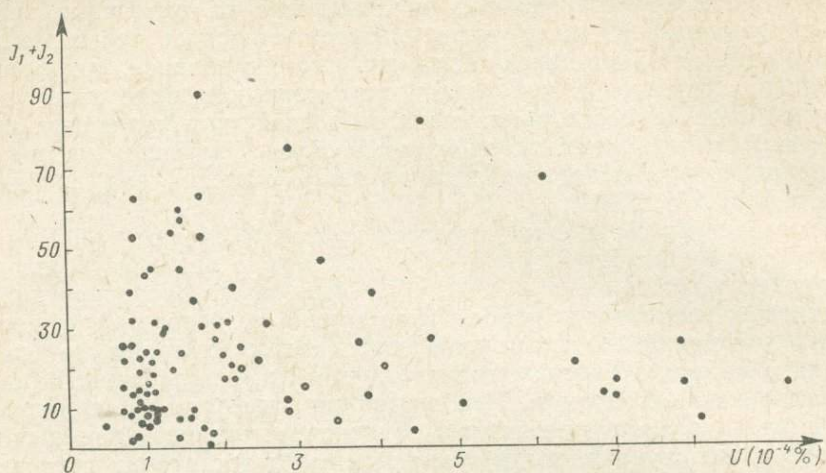


Рис. 26. Зависимость интенсивности термолюминесценции известняков от содержания в них урана.

J_1+J_2 — суммарная интенсивность низкотемпературного и высокотемпературного пиков термолюминесценции (усл. ед.).

[16, 88], определения радиоактивности, определения относительного и «абсолютного» возраста горных пород и минералов [102 и др.] и многих других.

Выполненные исследования по термолюминесценции известняков, вмещающих в некоторых регионах фтор-апатит-урановое оруденение, показали принципиальную возможность использования этого метода не только для расчленения и корреляции карбонатных отложений (рис. 27), но и для расшифровки геохимических данных и прогнозирования урановых месторождений.

В частности, установлено, что перекристаллизованные известняки на участках проявления фторапатитовой и урановой минерализации имеют высокую интенсивность термовысвечивания в отличие от неизмененных карбонатных отложений того же горизонта за пределами рудоносных площадей. При этом интенсивная термолюминесценция отмечается иногда на значительном (до 1—2 км) удалении от рудных залежей, в силу чего ореолы термолюминесценции значительно превышают геохимические аномалии урана и других рудных элементов.

Методика определения интенсивности термовысвечивания карбонатов и других горных пород и минералов заключается в определении с помощью современной физической аппаратуры типа «Термолюм» * образцов при постепенном их нагревании в интервале температур свечения 100—500° С. Интенсивность свечения записывается на диаграм-

* Серийно выпускаемая аппаратура и нестандартные установки: блоки нагрева образца с фиксацией температуры, блок регистрации и усиления фототока с помощью фотоумножителей и электронных усилителей и самописец (прибор «Термолюм»).

ме автоматически с помощью самописца после усиления электрического сигнала, зафиксированного от световспышек фотоумножителем. Для оценки зависимости термолуминесценции от радиоактивного воздействия производят искусственное облучение предварительно высвеченных образцов радиоактивностью известной дозы.

Наибольшее значение в радиогеохимических исследованиях имеет изучение изотопного состава конечных продуктов распада радиоактив-

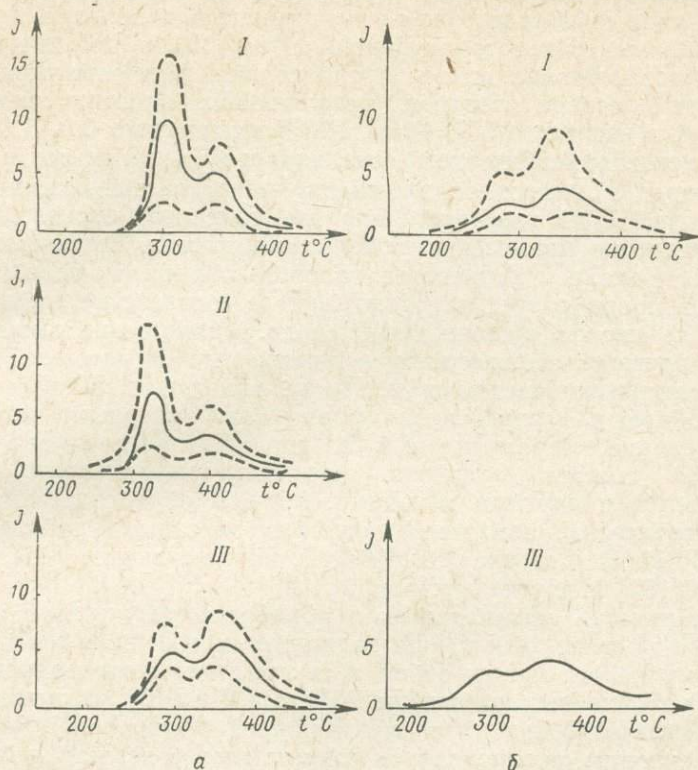


Рис. 27. Кривые термовысвечивания (термолуминесценции) известняков различного возраста палеозойской складчатой области. а — ураноносная провинция; б — безрудный район; I — мраморизованные известняки раннегеосинклинальной стадии развития; II — афанитовые известняки позднегеосинклинальной стадии развития; III — органические известняки пестрогенной стадии развития. Сплошная линия — осредненные кривые; пунктир — крайние кривые термолуминесценции.

ных рядов радиогенных изотопов свинца. Современный изотопный состав свинца зависит от ряда причин: состава первичного свинца, содержания урана и тория, возраста минералов и горных пород, характера миграции элементов. Главным фактором смещения изотопных соотношений свинца является сам процесс радиоактивных превращений, который с течением времени ведет к изменению соотношения между элементами, изменению формы нахождения изотопов и к ослаблению связей дочерних продуктов распада в кристаллической решетке минералов.

До недавнего времени изучение изотопного отношения свинцов в горных породах и минералах применялось в радиогеологии в основном для определения возраста геологических объектов: уран-свинцовый, торий-свинцовый и свинцово-свинцовый методы определения радиологического возраста [34, 40, 44, 182 и др.]. В задачу настоящего исследования не входит освещение проблем, связанных с определением радиологического возраста природных веществ — это подробно изложено

в работах советских и зарубежных исследователей. Как известно, использование изотопно-свинцовых соотношений не ограничивается решением геохронологических задач.

Различная миграционная способность радиоактивных элементов и продуктов их распада позволили применить изотопные отношения в качестве индикаторов природных геохимических процессов. Сравнительное изучение изотопного состава свинца галенитов и горных пород позволило А. И. Тугаринову и другим исследователям использовать эти данные в прогнозно-металлогенических целях и для выяснения источника уранового оруденения [181, 183 и др.]. Решение этих вопросов возможно на основе прецизионных масс-спектрометрических определений состава изотопов, позволяющих анализировать Pb^{204} и радиогенные изотопы Pb^{206} , Pb^{207} , Pb^{208} с точностью 0,2—1,0%.

Масс-спектрометрическому анализу свинца галенитов и валового свинца пород и минералов предшествует тщательная химическая обработка проб. При изотопном анализе галенитов производится в основном удаление примесей в тяжелых жидкостях. Выделению необходимого для анализа количества валового свинца из горных пород и минералов предшествует их разложение в соответствующем растворителе (смесь кислот, щелочи, Na_2O_2 и др.), извлечение свинца дитизоном или другими соединениями и очистка его от примесей для получения в химически чистом виде. После выделения свинца и перевода его в удобную для определения форму (при твердых источниках — сульфид свинца, тетраметилловый газ или др.) производятся измерения изотопного состава элемента масс-спектрометрическим, изотопно-спектральным и другими методами. Методы обработки проб и масс-спектрометрические измерения подробно описаны в работах Паттерсона [242], И. Е. Старика [161, 166], Е. И. Гамильтона [44], Э. В. Соболевича [152] и других авторов.

Последующая математическая обработка результатов предусматривает нахождение отношений радиогенных изотопов свинца к нерадиогенному Pb^{204} и между собой, а также вычисление радиогенных добавок, обусловленных привносом Pb^{206} , Pb^{207} и Pb^{208} из рудоносных зон или выносом материнских элементов: урана или тория. Большинство авторов склонны рассматривать аномальные содержания свинца во вмещающих урановое оруденение породах как результат его привноса из рудных тел [181, 182]. Вместе с тем, нельзя, по-видимому, исключать возможности выноса (мобилизации) урана из предварительно обогащенных ураном и иногда торием рудовмещающих пород.

Кроме определения отношений свинцов и радиогенных добавок в практике радиогеохимических исследований широко используются также различного рода графические построения [152], в том числе построение моделей.

Второй, поисковой задачей изотопно-свинцового метода исследований является оценка радиометрических и радиогеохимических аномалий с точки зрения их практической значимости. В частности, в аридных и в особенности в гумидных условиях при интенсивной миграции урана и продуктов его распада происходит существенный вынос радиоактивных элементов из выветрелых горных пород и образование вторичных ложных концентраций урана и радия. В результате значительно меньшей миграционной способности свинца в гипергенной обстановке его повышенные количества в коре выветривания и преобладание радиогенной составляющей может указывать на «первичность» радиогеохимических аномалий. И наоборот, отсутствие аномалий радиогенного свинца свидетельствует о молодом возрасте или вторичности урановых или радиевых концентраций в зоне гипергенеза.

При изучении зон радиогеохимических аномалий, где наблюдаются высокие концентрации радиогенного свинца, можно использовать

результаты изотопно-спектрального анализа [156 и др.], обладающего по сравнению с масс-спектрометрическим несколько меньшей точностью определения изотопов, в особенности Pb^{204} .

Изотопно-спектральному анализу также предшествует тщательное химическое выделение свинца и его очистка от примесей.

Количественная оценка первоначальной ураноносности радиогеохимических аномалий по результатам изотопно-спектрального анализа возможна при известном возрасте урановых концентраций и отсутствии выноса свинца.

Фоновое соотношение изотопов свинца в породах, не затронутых процессами, сопровождающимися привносом или выносом радиоактивных элементов, достаточно устойчиво. Например, отношение уранового Pb^{206} к ториевому Pb^{208} по данным большого количества определений составляет в среднем 0,51 (табл. 9). Исходя из этого соотношения и учитывая разницу в периодах полураспада, можно рассчитать фоновое кларковое торий-урановое отношение к земной коре [129].

Таблица 9

Изотопный состав свинца в породах и рыхлых отложениях Северного Казахстана с нормальной фоновой радиоактивностью (по данным масс-спектрометрических исследований, по Л. В. Комлеву)

Порода и место взятия пробы	Pb^{204}	Pb^{206}	Pb^{207}	Pb^{208}	$\frac{Pb^{206}}{Pb^{208}}$
Гранит, Имантауский массив	24,08	20,4	16,06	39,46	0,52
Гранит, Боровской массив	26,82	19,62	15,59	38,97	0,50
Гранит, Зерендинский массив	27,47	18,61	15,52	38,40	0,48
Песчаники и суглинки почвенного слоя	22,87	20,81	15,84	40,48	0,51
Почвенные суглинки	16,14	22,81	16,78	44,15	0,52

Привнос урана и тория в результате гидротермальных или других наложенных процессов приводит к изменению нормального соотношения Pb^{206} и Pb^{208} за счет так называемой «радиогенной добавки». Величина этой добавки может быть определена по формулам Н. П. Бугрова и Б. Е. Керкиса или В. И. Васильева, А. Г. Ветрова и Ф. Л. Думлера [31]:

$$C_{Pb}^{ан} = \frac{C_{Pb}}{100} \left(a_6 - \frac{a_6^0}{a_8^0} a_8 \right) + (C_{Th} - C_{Th}^0) (e^{\lambda_{Th} \cdot t} - 1) \frac{a_6^0}{a_8^0} \cdot \frac{A_{Pb}}{A_{Th}},$$

где $C_{Pb}^{ан}$ — аномальная добавка Pb^{206} ;

C_{Pb} и C_{Th} — валовое содержание свинца и тория в пробе (%);

C_{Th}^0 — среднее содержание тория во вмещающих породах;

a_6 и a_8 — относительное содержание Pb^{206} и Pb^{208} в общей группе изотопов свинца в пробе (%);

$\frac{a_6^0}{a_8^0}$ — среднее отношение Pb^{206} к Pb^{208} в породах, не затронутых рудным процессом;

λ_{Th} — постоянная распада тория;

t — предполагаемый возраст оруденения;

A_{Pb} и A_{Th} — атомные веса свинца и тория.

Если величина $C_{Pb}^{ан}$ превышает утроенную ошибку ее определения, то наличие аномальной добавки Pb^{206} считается установленным с вероятностью 99,8%. По величине $C_{Pb}^{ан}$ легко вычислить количество «первичного» аномального урана (U^{238}). Порог чувствительности метода

расчета при утроенной ошибке $C_6^{\text{ан}}$ при $C_0^{\text{Pb}}=1 \cdot 10^{-3}\%$, $C_0^{\text{Th}}=2 \cdot 10^{-3}\%$ и $t=3 \cdot 10^8$ лет составляет $5 \cdot 10^{-6}\%$, т. е. $1 \cdot 10^{-4}\%$ урана.

В целом можно отметить, что изучение формы нахождения урана и тория в слаборадиоактивных горных породах и минералах стало интенсивно применяться в радиогеологии лишь в последние 10—15 лет. Поэтому в настоящее время трудно рекомендовать наиболее рациональную методику его проведения. В общем случае при выборе того или иного метода следует исходить из поставленных задач, радиогеохимических особенностей горных пород и наличия технических средств.

ГЛАВА IV

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ ОБРАБОТКА ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Распределение редких, в том числе и радиоактивных элементов в минеральном веществе земной коры носит статистический характер. Поэтому изучение геохимии урана и тория в геологических и рудных формациях, горных породах и минералах различных геотектонических зон в настоящее время невозможно без широкого использования математических методов и электронно-вычислительной техники. Особенностью разработанной методики обработки радиогеохимических данных является обоснованный выбор и дальнейшее развитие приемов статистической обработки количественных и полуколичественных (приближенно количественных) результатов определений редких элементов в горных породах и рудах для определения количественных критериев, положенных в основу построения и анализа радиогеохимических карт.

Вопросы математической обработки радиогеохимических данных рассматривались и ранее [184]. Сейчас с появлением новых приемов обработки данных возникла необходимость в пересмотре некоторых более ранних представлений — все это потребовало внесения в существующую методику корректив, которые нашли отражение в настоящем разделе.

Важным моментом в статистической обработке результатов количественных анализов* является выяснение типа распределения элементов в горных породах, что позволяет правильно установить параметры и границы эмпирических совокупностей. На многих примерах установлено, что вид эмпирических кривых распределения урана и тория в горных породах обнаруживает зависимость от степени неоднородности содержаний элементов, которая оценивается величиной коэффициента вариации (V_x).

Имеющийся эмпирический материал по распределению радиоактивных элементов в горных породах, образовавшихся в различных геологических обстановках, свидетельствует о том, что чаще всего нет однозначного соответствия параметров распределения элементов условиям формирования пород. Эту точку зрения подтверждают результаты стохастического моделирования геологических процессов, согласно которым совокупное воздействие различных факторов может приводить к одним и тем же распределениям в разных геологических объектах [37—39]. Поэтому в общем случае решение обратной геологической задачи по виду эмпирических кривых может приводить к неоднозначным выводам. Однако в ряде случаев, когда изучено первичное распределение элементов в породах, возможно по характеру и параметрам эмпирических распределений урана и тория оценивать интенсивность проявления гидротермально-метасоматических и других на-

* За количественные данные принимаются такие, точность которых не ниже 15%.

ложенных процессов, приводящих к резкому нарушению первично-конституционального распределения элементов (рис. 28).

В большинстве случаев эмпирические распределения радиоактивных элементов в горных породах не противоречат моделям нормального или логнормального законов. Встречающиеся в практике более редкие случаи резко асимметричных распределений могут быть сведены к ним с помощью трехпараметрического распределения [131] или обобщенного логнормального закона [25]. Последнее не означает, что для статистической обработки данных нельзя использовать другие виды распределений (например Пирсона, Вейбулла или другие). Однако разработанность математического аппарата нормального и логнормального законов, его относительная простота, а также широкая распространенность в природе эмпирических распределений элементов, которые можно аппроксимировать нормальной или логнормальной функциями, заставляет обращаться прежде всего к этим законам.

В радиогеохимии первичный материал, как правило, является весьма неравноценным и требует тщательной подготовки и геологической проверки всех особенностей распределения элементов. Только при таком строгом подходе к первичному материалу можно получить действительно представительные выборки и в результате — представительные параметры распределения элементов в рассматриваемых породах.

Разработанную методику обработки радиогеохимических данных целесообразно применять при объеме выборок, определяемом десятками и первыми сотнями анализов. Использование очень больших по объему выборок не приводит к повышению точности определяемых параметров*, поэтому в таких случаях целесообразно составлять выборку среднего размера, пользуясь методом случайного отбора.

Для упрощения расчетов результаты анализов группируются по рядам и наносятся на вероятностный трафарет, с помощью которого выполняется предварительная проверка согласия эмпирических данных нормальному или логнормальному законам и определяются параметры распределения [33, 100]. Искажающее влияние крайних членов и частных неоднородностей выборки может быть исключено при проведении осредняющей линии на вероятностном трафарете (рис. 29). Полученные параметры в таком случае характеризуют генеральную совокупность в целом. Вызывающие сомнения крайние члены выборки могут быть проверены по графику, на котором приведены кривые, рассчитанные по значениям интегральной функции распределения $F(t_{\max}) = P(t < t_{\max}) = 1 - \frac{g}{n}$ для разных по объему выборок (рис. 30), где

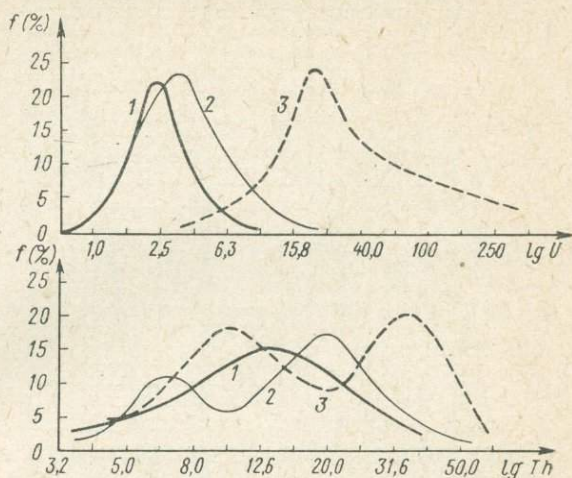


Рис. 28. Эмпирические кривые распределения урана и тория в породах при разной степени гидротермальных изменений в одной из вулканотектонических структур. 1 — неизмененные породы ($V_U=46\%$, $V_{Th}=69\%$); 2 — аргиллизированные и окремненные породы ($V_U=62\%$); 3 — ураноносные зоны ($V_U=160\%$).

* Точность параметров ограничена лабораторной точностью их определения [217].

$$t_{\max} = \frac{X_{\max} - \bar{X}}{S} \left(t_{\max} = \frac{\lg X_{\max} - \lg \bar{X}}{S_{\lg}} \right).$$

X_{\max} — максимальное проверяемое значение выборки;
 \bar{X} — среднее арифметическое;
 S — стандартное отклонение.

Если значению X_{\max} соответствует точка левее полосы на рисунке, то оно относится к рассматриваемой совокупности с надежностью не менее 95%. Если X_{\max} соответствует точка в пределах полосы, то такое значение может относиться к данной совокупности с некоторым допущением ($q=1,0-0,8-0,5$).

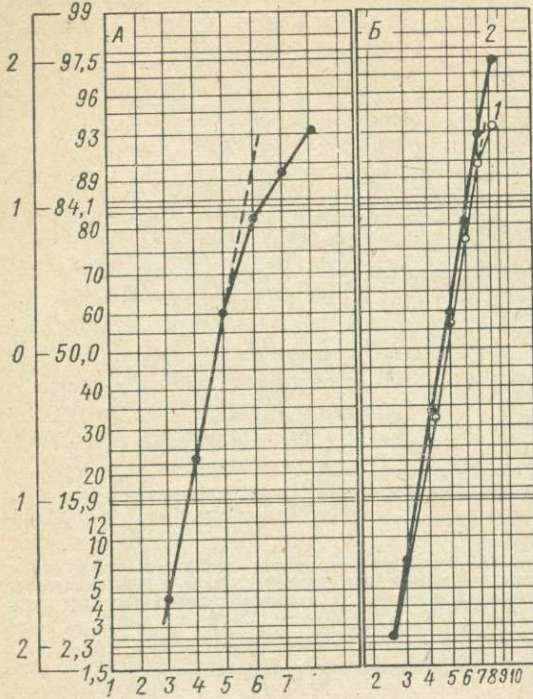


Рис. 29. Интегральные кривые распределения урана в кварцевых порфирах и гранит-порфирах одного из интрузивных массивов.

А — линейный масштаб, Б — логарифмический масштаб; 1 — эмпирическое распределение до проверки крайних членов выборки; 2 — то же после исключения двух максимальных значений. Параметры распределения урана: $n=42$; $\lg \bar{X}=4,672$; $\sigma_{\lg}=0,124$; $Me=4,7 \cdot 10^{-4}\%$; $V_X=30\%$, где Me — медиана распределения, $\lg \bar{X}$ — среднее логарифмическое содержание, σ_{\lg} — логарифмическое стандартное отклонение.

го и логнормального законов рассчитаны из условий асимметрии и эксцесса логнормального распределения для уровней значимости $q=5$ и $0,3\%$ в результате решения уравнений:

$$\left. \begin{array}{l} 1. V^3 + 3V - 3 \sqrt{\frac{6}{n}} = 0 \quad \text{при } q=0,3\% \\ 2. V^3 + 3V - 2 \sqrt{\frac{6}{n}} = 0 \quad \text{при } q=5\% \end{array} \right\} \text{условие асимметрии } (\gamma_1)$$

$$\left. \begin{array}{l} 3. V^8 + 6V^6 + 15V^4 + 16V^2 - 4 \sqrt{\frac{6}{n}} = 0 \quad \text{при } q=5\% \\ 4. V^8 + 6V^6 + 15V^4 + 16V^2 - 6 \sqrt{\frac{6}{n}} = 0 \quad \text{при } q=0,3\% \end{array} \right\} \text{условие эксцесса } (\gamma_2)$$

В качестве примера на рис. 32 приведены эмпирические распределения, не противоречащие логнормальному закону по критерию Пир-

При соответствии эмпирического распределения логнормальному закону коэффициент вариации может быть определен по графику (рис. 31), построенному на основе установленной функциональной связи ($V^2_X = 10^{2,3 \sigma_{\lg}^2 - 1}$).

Для количественной оценки соответствия тому или иному закону распределения обычно используются метод моментов и критерий Пирсона χ^2 . Специально рассчитанные на ЭВМ графики позволяют по величине коэффициента вариации установить — не противоречат ли рассматриваемые выборки с надежностью 95 и 99,7% по асимметрии и эксцессу распределения нормальному или логнормальному законам (рис. 32).

Все теоретические предельные кривые нормально-

сона. Все они соответствуют области логнормальных распределений по асимметрии и эксцессу. Это указывает на принципиальную возможность аппроксимации эмпирических распределений элементов в породах нормальной и логнормальной функциями.

В тех случаях, когда решить вопрос о типе функции распределения по асимметрии и эксцессу эмпирического распределения не удастся, целесообразно воспользоваться критерием согласия Пирсона. Критерий Пирсона является более мощным критерием согласия эмпирических данных математической модели, так как он не зависит от вида функции распределения случайной величины.

Расчет теоретических частот производится по общим правилам статистики и разбирается во многих руководствах [100 и др.].

Важным вопросом в радиогеохимии является оценка истинного среднего содержания элемента. Из общей теории статистики известно, что среднее арифметическое является состоятельной, эффективной и несмещенной оценкой истинного среднего, которому соответствует математическое ожидание случайной величины — $\alpha = M\bar{X}$.

Однако по вероятностному трафарету определяется не среднее арифметическое, а медиана распределения. В случае нормального распределения медиана и среднее арифметическое теоретически совпадают, хотя эффективность медианы по сравнению с \bar{X} ниже, так как отношение дисперсий этих оценок истинного среднего больше единицы — $E = \frac{D(\text{Me})}{D(\bar{X})} = 1,36$. Это значит, что при большом числе анализов для достижения одной и той же точности и надежности вычисления истинного среднего по медиане потребуется на 36% анализов больше, чем при расчете по среднему арифметическому.

Несмотря на меньшую эффективность, использование медианы в качестве оценки истинного среднего содержания элемента в породе при согласии выборки с нормальным распределением вполне допустимо. В условиях асимметричного, в том числе и логнормального распределения только среднее арифметическое остается состоятельной и несмещенной оценкой истинного среднего.

Расчитанные и построенные теоретические кривые* (рис. 33), отражающие различные соотношения оценок истинного среднего содержания при разных неоднородностях логнормального распределения, позволяют сделать вывод о том, что для практических целей радио-

* Их аналитическое выражение следующее:

$$\frac{\alpha}{\text{Me}} = e^{2,65\sigma^2 \lg}, \text{ в частности } \frac{\bar{X}}{\text{Me}} = \sqrt{1 + V^2_X};$$

$$\frac{\alpha}{a} = \frac{n}{n - 2,65\sigma^2 \lg (1 + 2,65\sigma^2 \lg)}; \quad \frac{D(X)}{D(\alpha)} = \frac{e^{5,3\sigma^2 \lg} - 1}{5,3\sigma^2 \lg (1 + 2,65\sigma^2 \lg)}$$

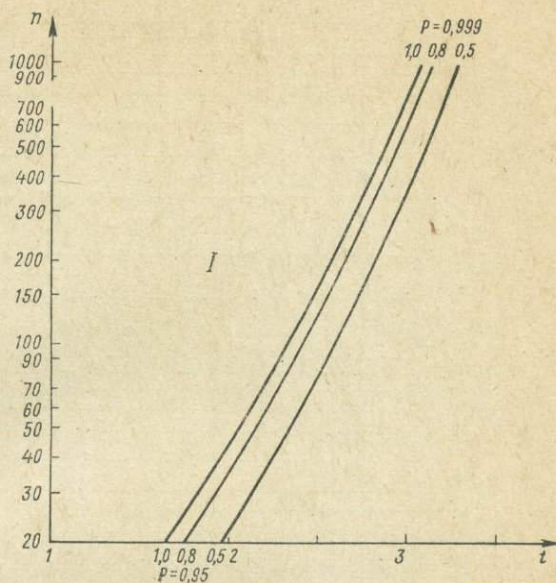


Рис. 30. График для проверки крайних членов нормальной (логнормальной) совокупности.

геохимии вполне возможно использование медианы в качестве оценки истинного среднего содержания элементов до значений $V_x \leq 35\%$ ($\sigma_{lg} \leq 0,15$). В этом случае ошибка в определении истинного среднего содержания не превысит 7%. При $V_x > 35\%$ наиболее эффективной

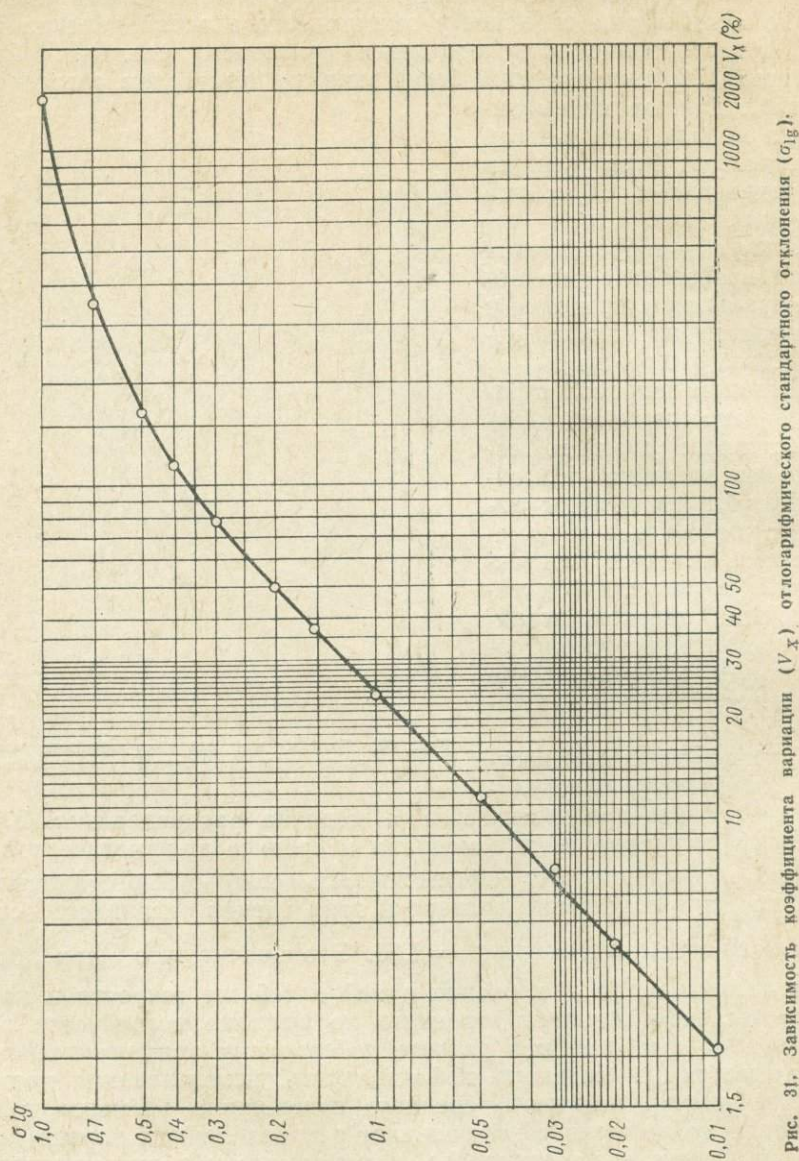


Рис. 31. Зависимость коэффициента вариации (V_x) от логарифмического стандартного отклонения (σ_{lg}).

оценкой среднего является максимально правдоподобная оценка Ачисона и Брауна [221]:

$$a = 10^{lg \bar{x}} \psi_n(2,65S_{lg}^2),$$

где $\psi_n(t)$ табулирована до $t=2$ и представляет собой

$$\psi_n(t) = e^t \left[1 - \frac{t(t+1)}{n} + \frac{t^2(3t^2 + 22t + 21)}{6n^2} \right].$$

Однако вычисление максимально правдоподобной оценки сравнительно трудоемко. Анализ кривых $\frac{a}{\bar{x}}$ показывает, что максимально

правдоподобная оценка наилучшим образом характеризует истинное среднее содержание и лишь при очень большой неоднородности распределения ($V_x > 350\%$; $\sigma_{lg} > 0,7$) заметно проявляется смещенность

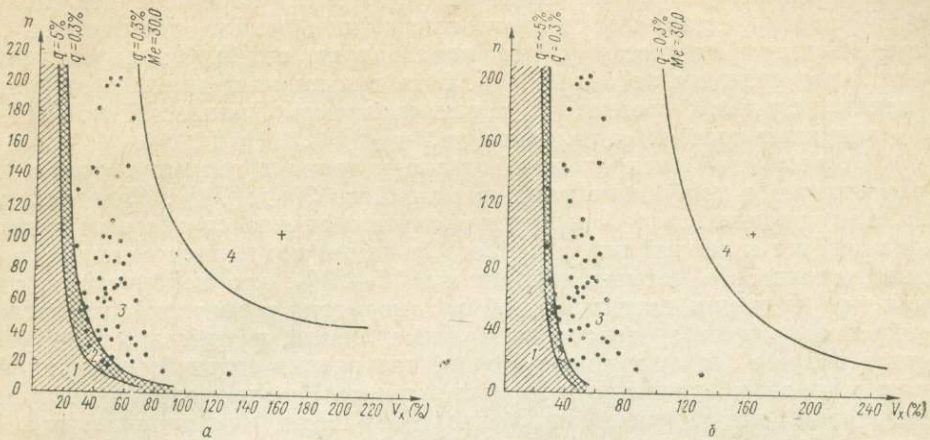


Рис. 32. Предельные кривые нормальных, логнормальных и резко асимметричных неограниченных распределений по условию их асимметрии (а) и эксцесса (б)
 1 — область нормальных распределений; 2 — промежуточная область; 3 — область асимметричных неограниченных распределений, в том числе логнормальных; 4 — область резко асимметричных распределений; точки — эмпирические распределения урана и тория в горных породах вулканотектонической структуры, не противоречащие логнормальному закону по критерию Пирсона; (+) — обобщенное распределение урана в ураноносных зонах одной из вулканотектонических структур.

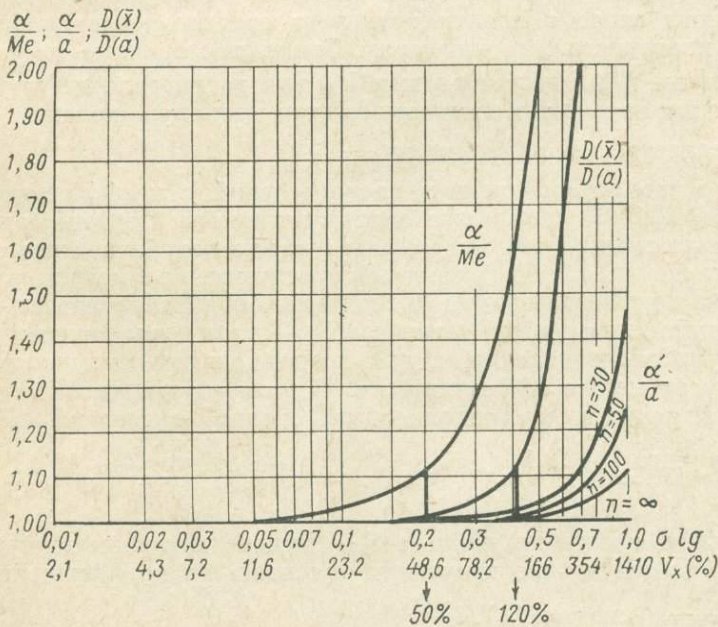


Рис. 33. Соотношения между математическим ожиданием (α), медианой (Me), максимально правдоподобной оценкой среднего (a), дисперсиями оценок (X, a) и логарифмическим стандартным отклонением (σ_{lg}) при логнормальном распределении.

оценки a относительно истинного среднего содержания, особенно при уменьшении объема выборок. В то же время сопоставление эффективностей этих оценок (кривая $\frac{D(\bar{X})}{D(a)}$ на чертеже) показывает, что точ-

ность определения истинного среднего содержания по \bar{X} и a близка при коэффициентах вариации не более 110% ($\sigma_{lg} \leq 0,4$), а при возрастании неоднородности распределения точность оценки \bar{X} резко снижается. Поэтому при значениях коэффициента вариации не более 110% оценку истинного среднего содержания можно производить по среднему арифметическому, что гарантирует ошибку в определении истинного среднего не более 10%. Использование медианы в качестве оценки истинного среднего в рассматриваемом диапазоне изменения V_x занижает среднее содержание от 7 до 60%.

Большинство распределений урана и тория в горных породах характеризуется коэффициентами вариаций от 30 до 70%. Следовательно, для подавляющего большинства случаев оценка среднего по медиане приведет к занижению истинного среднего содержания радиоактивных элементов в горных породах на 10—25%, что недопустимо, так как при изучении потенциальной рудоносности территорий, процессов миграции вещества, теплового баланса Земли и отдельных ее участков важное значение имеет правильная оценка среднего содержания радиоактивных элементов в горных породах. При изучении рудных образований, для которых коэффициент вариации, как правило, превышает 100%, ошибки в оценке истинного среднего содержания по медиане еще более возрастают.

Однако при коэффициентах вариации от 35 до 110% не обязательно подсчитывать среднее арифметическое, так как, воспользовавшись теоретической зависимостью $\frac{\alpha}{M_e}$ от V_x , можно производить оценку истинного среднего содержания компонента по медиане эмпирического распределения, вводя в нее поправку на смещенность. Возможность такого способа оценки истинного среднего содержания проверена на многочисленных примерах. Точки, построенные по эмпирическим оценкам \bar{X} и M_e при разных V_x для распределений урана и тория, не противоречащих логнормальному закону, хорошо соответствуют теоретической зависимости $\frac{\alpha}{M_e}$.

Для резко асимметричных распределений с коэффициентами вариаций более 110% в качестве оценки истинного среднего содержания необходимо использовать максимально правдоподобную оценку.

В отношении оценки дисперсий содержаний элементов установлено, что широко используемая в геохимии оценка дисперсии — второй центральный несмещенный момент (S^2) — применима только в случае нормального распределения, а при логнормальном распределении эта оценка имеет малую эффективность. В этом случае необходимо пользоваться максимально правдоподобной оценкой дисперсии (\hat{S}^2) [132]:

$$\hat{S}^2_x = 10^{21gX} \left[\psi_n(10,604S^2_{lg}) - \psi_n\left(5,302 \frac{n-2}{n-1} S^2_{lg}\right) \right].$$

Учитывая сложность расчета \hat{S}_x , дисперсию распределения содержаний элементов вполне допустимо оценивать по коэффициенту вариации $V_x = \frac{S_x}{\bar{X}}$ (см. рис. 31).

Параметры распределения по эмпирическим выборкам являются приближенными оценками соответствующих параметров общей, генеральной совокупности. Выбрав за наиболее рациональный уровень значимости 5% и пользуясь таблицами $\Phi(x)$ для нормального распределения, можно найти доверительные интервалы для соответствующих оценок параметров нормального (логнормального) распределения.

В результате с надежностью 95% могут быть найдены интервалы, в которых заключены истинное среднее содержание и стандартное от-

клонение общего, генерального распределения изучаемого компонента, равные

$$\bar{X} \pm \frac{1,96S_X}{\sqrt{n}} \text{ и } S_X \pm \frac{1,96S_X}{\sqrt{2n}}.$$

Таким образом, эмпирические оценки истинного среднего и дисперсии выбираются в соответствии с изложенным выше анализом в зависимости от неоднородности распределения: \bar{M}_e при $V_X \leq 35\%$, \bar{X} (по M_e) при $35\% < V_X \leq 110\%$, a при $V_X > 110\%$; S_X — определяется по трафарету при нормальном распределении и \hat{S}_X — по V_X при логнормальном распределении.

При малом числе анализов ($n < 20-30$) построение доверительных интервалов для истинного среднего производится по критерию

$$t_q = \frac{\bar{X} - M_X}{S_X},$$

который при малых n распределен по закону Стьюдента с $n - 1$ степенями свободы.

Доверительные интервалы для дисперсии распределения строятся с помощью критерия Пирсона (χ^2) с числом степеней свободы $n - 1$ при уровне значимости 5% . При этом определяются отдельно верхняя и нижняя границы интервала для значений

$$\frac{1}{2}q - \chi^2_2 \text{ и } 1 - \frac{1}{2}q - \chi^2_1.$$

Тогда величина доверительного интервала для дисперсии случайной величины определится неравенством

$$P\left(\frac{S\sqrt{n}}{\chi_2} < \sigma_0 < \frac{S\sqrt{n}}{\chi_1}\right) = 1 - \frac{q}{100}.$$

При анализе радиогеохимических данных постоянно возникает необходимость в сопоставлении средних содержаний, дисперсий и самих распределений по отдельным участкам и типам горных пород.

Статистическое равенство средних содержаний двух распределений проверяется при помощи критерия Стьюдента, распределенного с $n_1 + n_2 - 2$ степенями свободы при уровне значимости 5% ,

$$t = \frac{|\bar{X}_1 - \bar{X}_2|}{S_{\bar{X}_1 - \bar{X}_2}}, \text{ где } S_{\bar{X}_1 - \bar{X}_2} = \sqrt{\frac{S^2_1}{n_1} + \frac{S^2_2}{n_2}}.$$

При $t \leq t_{q, n_1 + n_2 - 2}$ средние содержания можно считать статистически равными.

При логнормальном распределении критерий Стьюдента не обладает достаточной мощностью, и в этом случае необходимо пользоваться критерием Д. А. Родионова [132], распределенным асимптотически нормально с параметрами $[0, 1]$:

$$t = \frac{\lg \bar{X}_1 - \lg \bar{X}_2 + 1,115(S^2_1 - S^2_2)}{\sqrt{\frac{S^2_1}{n_1} + \frac{S^2_2}{n_2} + 2,65\left(\frac{S^4_1}{n_1 - 1} + \frac{S^4_2}{n_2 - 1}\right)}}.$$

Средние содержания элементов при логнормальном распределении можно считать равными лишь в случае, если $t \leq t_q = 1,96$ при уровне значимости 5% .

При установлении равенства двух средних содержаний в ряде случаев необходимо проверить равенство самих функций распределения.

С этой целью для двух сравниваемых распределений проверяется гипотеза о равенстве оценок дисперсий при помощи критерия Фишера:

$$F = \frac{S_1^2}{S_2^2} \text{ при } S_1^2 > S_2^2.$$

Если $F \leq F_q$ при уровне значимости 5% и числе степеней свободы $n_1 - 1$ и $n_2 - 1$, то проверяемая гипотеза подтверждается. В этом случае можно сделать вывод о равенстве распределений и, как следствие, о равенстве центров группирования при логнормальном распределении.

Сопоставление двух распределений и их средних содержаний является наиболее простой задачей.

Однако в практике геохимических исследований может встретиться более сложный случай, когда надо сопоставить сразу несколько распределений ($m > 2$). При решении этого вопроса целесообразно исходить из того, что распределения будут равны при условии равенства центров распределений и их дисперсий. Равенство средних содержаний (логарифмов содержаний) может быть проверено при помощи критерия t_i , распределенного по закону Стьюдента с $n - 2$ степенями свободы:

$$t_i = \frac{y_i \sqrt{n_i(N-2)}}{\sqrt{N - n_i - n_i y_i^2}}, \text{ где } y_i = \frac{\bar{X}_i - \bar{X}_{\text{ген}}}{S_{\text{ген}}},$$

$$\bar{X}_{\text{ген}} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n n_i \bar{X}_i \text{ и } S_{\text{ген}}^2 = \frac{1}{N-m} \sum_{i=1}^m (n_i - 1) S_i^2.$$

Если хотя бы одно $t_i > t_{q, N-2}$, то гипотеза о равенстве средних содержаний отвергается. Равенство оценок дисперсий проверяется при помощи критерия Бартлера [105], распределенного как χ^2 с числом степеней свободы $m - 1$:

$$\chi^2 = \frac{2,303}{C} \left[(N-m) \lg S_{\text{ген}}^2 - \sum_{i=1}^m (n_i - 1) \lg S_i^2 \right],$$

где

$$C = 1 + \frac{1}{3(m-1)} \left(\sum_{i=1}^m \frac{1}{n_i - 1} - \frac{1}{N-m} \right).$$

При $\chi^2 < \chi_{q, m-1}^2$ гипотеза о равенстве оценок дисперсий подтверждается.

Таким образом, рассмотренная методика статистической обработки количественных результатов анализов по каждому из элементов предусматривает получение и оценку всех необходимых параметров, которые в дальнейшем могут всесторонне использоваться для решения различных вопросов радиогеохимии.

Выбор нормального геохимического фона элементов

При составлении радиогеохимических карт и их анализе крайне важно правильно выделить области фоновых, пониженных, повышенных и аномальных концентраций радиоактивных элементов. Не разбирая различных точек зрения по этому вопросу, поскольку это сделано ранее [184], отметим, что за нормальный фон распределения элементов в горных породах принимается диапазон изменения концентраций, которому соответствует 80% площади под кривой распределения плотности вероятностей. Тогда в случае нормального распределе-

ния границами геохимического фона элементов будут являться значения $\bar{X} \pm 1,3S$.

При логнормальном распределении границы геохимического фона определяются неравенством: $Me \cdot Z^{-1} \leq X_{г.ф} \leq Me \cdot Z$, где Z — антилогарифм значения $1,3S_{lg}$.

Вычисленные таким образом границы геохимического фона должны быть приняты и для соответствующих измененных гидротермальными процессами пород вне зависимости от типа и степени их изменения. За границы аномальных концентраций целесообразно принять пределы нормального (логнормального) распределения, соответствующие интервалу $\pm 3\sigma$, что обеспечивает с надежностью 99,7% правильность отнесения проб к рассматриваемой совокупности.

Таким образом, границами аномальных концентраций для нормального распределения являются $\bar{X} - 3S > X_{ан} > \bar{X} + 3S$ и для логнормального распределения $Me \cdot Z^{-1} > X_{ан} > Me \cdot Z$, где Z — антилогарифм значения $3S_{lg}$.

При небольшом числе анализов ($n < 20-30$) для определения границ фона и аномальных концентраций целесообразно пользоваться не функцией нормального распределения, а распределением Стьюдента, которое с большей надежностью характеризует малые выборки и при их возрастании совпадает с нормальным распределением.

Границы геохимического фона и аномальных концентраций для эмпирических распределений легко определяются по вероятностному трафарету, на котором отражены соответствующие выбранным границам уровни (см. рис. 29).

Содержания урана в промежутке от границ геохимического фона до аномальных концентраций принимаются соответственно за повышенные или пониженные относительно фоновых концентраций. Области повышенных, пониженных и аномальных содержания урана выделяются при наличии не менее 2—3 близко расположенных соответствующих значений по урану. Единичные значения повышенных и аномальных концентраций урана в породах выносятся на карты отдельными точками. При крупно- и среднемасштабном радиогеохимическом картировании при большой совокупности проб с нормальным содержанием урана в породах могут быть выделены зоны слабоповышенных, слабопониженных и средних (интервал генерального среднего) концентраций, если они представлены не менее 4—5 соответствующими значениями урана на одном участке. Такое подразделение всего диапазона изменений содержания элементов в горных породах позволяет выделять на радиогеохимических картах как неоднородности их первично-конституционального распределения, так и области привноса и выноса радиоактивных элементов.

Определение корреляционных зависимостей и геохимических ассоциаций элементов в породах

При анализе радиогеохимических данных большое значение имеет установление корреляционных связей между ураном, торием и редкими элементами для выяснения геохимической истории элементов, процессов миграции и рудообразования. Проведение корреляционного анализа является очень трудоемкой операцией, поэтому, как правило, выполняется с помощью ЭВМ, особенно при определении статистических связей между многими элементами. При количественных анализах для этой цели обычно используется линейная корреляция. Однако при малых значениях коэффициента корреляции линейная связь слабая или отсутствует вовсе. В таких случаях характеристикой меры связи вне ее зависимости от формы служит корреляционное отношение $\eta_{y/x}$ или $\eta_{x/y}$. Корреляционное отношение изменяется от 0 до 1 и рав-

няется по абсолютной величине коэффициенту корреляции только при линейной зависимости $\eta^2_{y/x} = \eta^2_{x/y} = r^2$.

При всех других формах связи $r^2 < \eta^2_{y/x}$ и $r^2 < \eta^2_{x/y}$. Величина $\zeta = \eta^2_{y/x} - r^2$ служит критерием линейности при оценке корреляционного уравнения первого порядка. При отсутствии линейной связи между коррелируемыми величинами необходимо составление корреляционных уравнений более высоких порядков и использование соответствующих им критериев форм связи [100, 103].

При небольших значениях коэффициента корреляции необходимо оценить его значимость, т. е. должна быть проверена гипотеза — существует ли корреляционная зависимость между изучаемыми величинами. При нормальном распределении величин эта гипотеза проверяется при помощи критерия:

$$t = \frac{r_{xy}}{\sqrt{1-r^2_{xy}}} \cdot \sqrt{n-2},$$

который распределен по закону Стьюдента с $n-2$ степенями свободы. Если вычисленное $t > t_{\alpha, n-2}$ при уровне значимости 5%, то следует считать величины X и Y стохастически зависимыми.

Вычисленное значение коэффициента корреляции является лишь приближенной оценкой истинного значения коэффициента корреляции. Так как выборочный коэффициент корреляции при большом числе анализов распределен нормально с параметрами r_0, σ_r , где $\sigma_r = \frac{1-r^2}{n}$, то доверительным интервалом, в котором с надежностью 95% заключено значение коэффициента корреляции, будет следующий:

$$r \pm \frac{1,96(1-r^2)}{\sqrt{n}}.$$

При сопоставлении коэффициентов корреляции между собой важно знать, существенны между ними различия или случайны. Сравнение двух коэффициентов корреляции r_1 и r_2 достигается с помощью преобразования Фишера

$$z = \frac{1}{2} \ln \frac{1+r}{1-r},$$

имеющего нормальное распределение [100]. Разность $z_1 - z_2$ распределена также нормально с параметром

$$\sigma_{z_1 - z_2} = \sqrt{\frac{1}{n_1 - 3} + \frac{1}{n_2 - 3}}.$$

Тогда, если величина

$$\frac{|z_1 - z_2|}{\sigma_{z_1 - z_2}} \leq t_{\alpha=5\%} = 1,96,$$

различия между коэффициентами корреляции являются незначимыми.

В многоэлементных системах, с которыми чаще всего приходится иметь дело в радиогеохимии, парные коэффициенты корреляции отражают меру связи между каждой парой элементов без учета остальных. Вместе с тем, очень важно оценить меру согласованности поведения каждой пары элементов в отношении всех других элементов. Для решения этой задачи используется метод многократной корреляции по разработанной во ВСЕГЕИ программе [27].

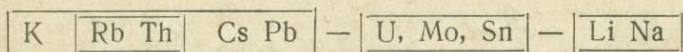
Метод заключается в том, что для каждой пары элементов по значениям их корреляционных связей со всеми остальными элементами множества рассчитываются коэффициенты корреляции второго, третьего и более высоких порядков до тех пор, пока вся совокупность элементов не разделится на две ассоциации с отрицательными связями между

ними. Коэффициенты корреляции высоких порядков характеризуют более высокий уровень взаимоотношений между элементами, чем парные коэффициенты корреляции.

В сближенных краях полученных двух ассоциаций расположим те из них, которые в наименьшей степени различаются по своим взаимоотношениям с другими элементами. В противоположных краях ассоциаций обособим те элементы, которые характеризуются наибольшими отрицательными связями высокими порядков. Кроме того, в пределах каждой из ассоциаций в расположении элементов необходимо учесть силу положительных связей между ними с тем, чтобы наибольшие связи были между соседними элементами. В итоге получим, по Ю. К. Буркову, всю «иерархию элементов», требующую истолкования.

Интерпретация геохимических ассоциаций элементов в осадочных породах производится с помощью рядов подвижности элементов на основе установленных Н. М. Страховым законов, определяющих зависимость распределения элементов в осадочных толщах от химических свойств самих элементов и физико-географических условий седиментогенеза [27]. В случае магматических образований интерпретация геохимических ассоциаций элементов затруднена и требует иного подхода: в них принадлежность элементов к одной ассоциации определяется совокупностью причин, главными из которых будут являться общность кристаллохимических связей и форм нахождения в породе, степень согласованности поведения элементов в магматических и гидротермально-метасоматических процессах. При этом следует учитывать, что принадлежность элементов, расположенных в сближенных краях ассоциаций, часто носит случайный характер и что полная расшифровка выделенных геохимических ассоциаций возможна только при знании количественного минерального состава породы и распределения элементов по мономинеральным фракциям.

Например, для крупнозернистых и среднезернистых гранитов до мезозойского возраста одного из районов СССР типична следующая геохимическая ассоциация:



Здесь уран, молибден и олово не характерны ни для одной из ассоциаций. В левой ассоциации для калия, рубидия и цезия свойственна кристаллохимическая связь, они изоморфно замещают друг друга в природных соединениях, так как имеют близкие ионные радиусы. С калием и рубидием в гранитах тесно связан торий общностью поведения в магматическом процессе. В правой ассоциации обособились литий и натрий — элементы с тесной кристаллохимической связью [46]; но в геохимическом отношении более инертные, чем элементы левой ассоциации.

Статистическая обработка полуколичественных данных

Часто к полуколичественным или приближенно количественным результатам спектрального анализа применяют статистические методы обработки количественных данных. В этом вопросе можно присоединиться к мнению А. В. Вистелиуса [39], который считает, что при полуколичественных спектральных анализах определять статистические параметры (средние, дисперсии и т. д.), вычислять коэффициенты корреляции — это то же самое, что «определять шагами состояние с точностью до миллиметров». Исключение из этого могут составить лишь аномальные концентрации элементов в рудах или в других природных образованиях, диапазон изменения которых включает не менее 10—12 спектральных интервалов концентраций. В этом случае необходи-

мость большого числа интервалов обусловлена тем, что любой результат при полуколичественном спектральном анализе может быть отнесен с полным правом в ближайшие спектральные интервалы концентраций. Однако в неизменных магматических породах редко можно выделить более 4—6 спектральных интервалов в содержаниях малых элементов.

Используется следующая методика обработки полуколичественных спектральных анализов:

1. Построение гистограмм распределения редких элементов и определение по ним регионального геохимического фона элементов в горных породах.

2. Выделение для всех пород по результатам полуколичественного спектрального анализа повышенных и аномальных концентраций элементов относительно геохимического фона.

3. Построение гистограмм характерных элементов пород по частоте встречаемости их повышенных и аномальных концентраций.

4. Вынесение аномальных концентраций редких элементов на карты.

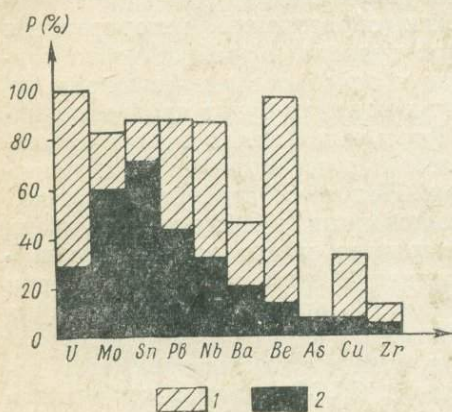


Рис. 34. Гистограмма характерных элементов одного из первичных ореолов урана. 1—повышенные концентрации; 2—аномальные концентрации.

Границы повышенных и аномальных концентраций элементов выбираются эмпирическим путем на основе изучения гистограмм распределения редких элементов и с учетом точности полуколичественных спектральных анализов. При этом за аномальные концентрации принимаются содержания элементов, превосходящие кларк не менее чем в 10 раз. При дальнейшей обработке данных главное внимание обращается не на абсолютную величину концентраций элементов, а на частоту появления повышенных и аномальных концентраций их, обусловленных геохимическими особенностями пород и влиянием гидротермально-метасоматических процессов (рис. 34).

На радиогеохимических картах особо выделяются содержания, превышающие 50—100 кларков, как представляющие практический интерес.

Для выяснения статистических корреляционных связей между редкими элементами при полуколичественных анализах целесообразно использовать коэффициент сопряженности. Он вычисляется с помощью четырехпольной таблицы сопряженности по формуле [108]:

$$r = \frac{n_{x_1 y_1} \cdot n_{x_2 y_2} - n_{x_2 y_1} \cdot n_{x_1 y_2}}{\sqrt{n_{x_1} \cdot n_{x_2} \cdot n_{y_1} \cdot n_{y_2}}},$$

где $n_{x_1 y_1}$ — число характеристик с признаком (x_1, y_1) и т. д. Удобство его заключается в необходимости выделения всего лишь двух градаций среди полуколичественных данных — фоновых и повышенных концентраций элементов.

При небольшой величине коэффициента сопряженности или малом числе анализов необходимо оценить его значимость. Учитывая, что величина nr^2 распределена приближенно по критерию Пирсона, можно определить область значимых коэффициентов корреляции с помощью таблиц χ^2 по неравенству $nr^2 < \chi^2$ при уровне значимости 5% и числе степеней свободы, равном 1.

Как и линейный коэффициент корреляции, коэффициент сопряженности изменяется от -1 до $+1$, указывая величину и направление связи. К полученным коэффициентам сопряженности может быть применен аппарат многократной корреляции, если рассматривать их как результат первого цикла этой программы. Таким образом, можно получить геохимические ассоциации элементов по результатам полуквантитативного спектрального анализа.

ГЛАВА V

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ И МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ РАДИОГЕОХИМИЧЕСКИХ КАРТ

При изучении пространственного распределения минерального вещества, слагающего земную кору, широко используются результаты геологического картирования горных пород. Картографический способ анализа различных процессов, протекающих в земной коре на уровне физических полей, минералов, горных пород и, наконец, на формационном уровне, является основным приемом исследований в геологии, металлогении и геофизике.

Основоположники отечественной геохимии В. И. Вернадский и А. Е. Ферсман неоднократно обращали внимание на то, что в геохимии — науке о химическом составе Земли и закономерностях пространственного и хронологического распределения химических элементов — также необходимы картографические приемы исследований. Характеристика горных пород различных геологических структур с помощью геохимических карт должна явиться, по их мнению, не только основой изучения распределения и миграции химических элементов в земной коре, но и необходимым условием успешного развития прогнозно-металлогенических исследований.

В. И. Вернадский еще в начале текущего столетия писал: «Морфологически однородные геологические области могут быть геохимически очень различными. Одна из основных задач геохимии — выделение геохимических областей земной коры по содержанию химических элементов» [34].

А. Е. Ферсман рассматривал металлогенический анализ территорий как составную часть более общего геохимического анализа, связанного с выяснением всего баланса рудных элементов в земной коре, локально сконцентрированных в виде рудных скоплений или рассеянных в горных породах и минералах.

Элементарные расчеты и весь анализ фактического материала по региональной геохимии рудных элементов свидетельствуют о ведущей роли рассеянной формы нахождения металлов в земной коре: с нею связано более 90% общего их количества в гранитно-метаморфическом слое (табл. 10). Учитывая это обстоятельство, процессы концентрации рудных элементов, приводящие к рудообразованию, правомерно рассматривать на фоне более значительных по своим масштабам явлений их рассеяния, обусловленных осадконакоплением, магматизмом и метаморфизмом.

К сожалению, регионально-геохимическое направление металлогенических исследований как в Советском Союзе, так и за рубежом развивалось крайне медленно.

В Советском Союзе наибольшее развитие получили региональные металлогенические исследования, в основе которых лежал анализ главным образом геологических данных. В разработке принципов регионального металлогенического анализа решающее значение имели работы С. С. Смирнова, Ю. А. Билибина, в частности их представления о взаимосвязи рудоотложения с другими геологическими процессами

Соотношение количеств элементов, рассеянных в горных породах и сконцентрированных в рудах

Элемент	Кларк в земной коре (%)	Ориентировочное количество элементов в верхнем слое земной коры мощностью 1 км на континентах (млрд. т)	Кларк концентрации в рудах (пределы)	Ориентировочные запасы металлов, сосредоточенные в рудах (млрд. т)	Относительное количество металлов, сконцентрированных в рудах (%)
Хром	$8 \cdot 10^{-3}$	56 000	20—50	1 200	2,1
Марганец	0,1	480 000	20—40	400	0,1
Железо	4,65	17 300 000	10—20	65 000	0,4
Медь	$4,7 \cdot 10^{-3}$	28 000	200—300	150	0,5
Цинк	$8,3 \cdot 10^{-3}$	36 000	300—300	71	0,2
Молибден	$1,1 \cdot 10^{-4}$	560	1000	23	0,4
Сурьма	$5 \cdot 10^{-5}$	320	1000	20	0,6
Ртуть	$8,3 \cdot 10^{-6}$	36	1000	0,6	1,7
Свинец	$1,6 \cdot 10^{-3}$	5200	1000	41,3	0,8

развития земной коры (осадконакоплением, магматизмом, метаморфизмом и др.) и их взаимообусловленности. Региональные металлогенические исследования играют большую роль в познании закономерностей размещения полезных ископаемых и решении практических вопросов расширения минерально-сырьевой базы страны. Одним из путей дальнейшего совершенствования основ регионального металлогенического анализа является более широкое внедрение исследований минерального вещества на кристаллохимическом уровне и, в частности, составление геохимических и минералого-геохимических карт, отражающих пространственное распределение рудных элементов в земной коре.

Изучение с помощью геохимических карт закономерностей распределения и миграции элементов в горных породах, зонах окорудных изменений и рудах может оказать существенную помощь при выяснении условий образования месторождений, выделении геохимических и металлогенических эпох и провинций. Несомненно, что решение этих важнейших проблем рудообразования позволит значительно повысить научную обоснованность прогнозирования, а следовательно, и эффективность поисковых работ, в особенности при поисках слепого и слабопроявленного на поверхности оруденения, а также новых генетических типов руд, для которых геологические критерии не известны.

В решении указанных научных и практических вопросов большое значение могут иметь общие геохимические (полиэлементные) карты, отражающие особенности содержания элементов и их ассоциаций в различных формационных комплексах горных пород. Однако многие важные для поисков и прогнозирования закономерности пространственного распределения и миграции отдельных рудных элементов могут быть правильно поняты лишь при более тщательном изучении и картографическом изображении их содержания в горных породах с помощью частных (моноэлементных) карт, составляемых на основе количественных анализов.

В настоящее время наиболее реальным представляется широкое развитие геохимического картирования горных пород на радиоактивные элементы (U, Ra, Th, K), для которых разработаны экспрессные количественные методы определения их содержания не только в лабораторных условиях, но и непосредственно на точке наблюдения. Проведение площадных радиогеохимических исследований и составление на

их основе карт радиоактивности может иметь большое значение не только при прогнозировании и поисках месторождений урана и тория, но и в решении важнейших проблем радиогеологии (радиогенного тепла, абсолютной геохронологии и т. д.). В этом плане радиогеохимическим картам, как одному из возможных путей познания геохимии и энергетики земной коры, большое значение придавал В. И. Вернадский, который впервые выдвинул проблему радиогеологического картирования как основу изучения пространственно-временных закономерностей распределения урана и тория в литосфере и выяснения баланса радиогенной энергии в земной коре.

Принципы и методика составления радиогеохимических карт во многом определяются решаемыми задачами, среди которых главными являются:

- а) изучение вопросов региональной геохимии урана и тория в земной коре;
- б) геохимическое районирование и выделение различного рода геохимических аномалий и зон для металлогенического районирования;
- в) картирование толщ горных пород и корреляция осадочных, метаморфических и магматических образований;
- г) изучение энергетики земной коры в связи с определением генерации радиогенного тепла, обусловленной самопроизвольным распадом урана, тория и калия.

В настоящее время лучше всего разработана методика составления радиогеохимических карт в связи с изучением пространственного распределения урана и тория в земной коре для целей металлогенического прогноза и районирования. При составлении радиогеохимических карт определяющим явился принцип тесной взаимосвязи и взаимообусловленности формирования геохимического фона урана и тория земной коры и процессов рудообразования, являющихся частным случаем проявления направленной миграции рудных элементов, которая в благоприятных условиях приводит к их существенной концентрации.

При разработке принципов и методики составления радиогеохимических карт различных масштабов (обзорных и мелкомасштабных, средне- и крупномасштабных и, наконец, детальных) учитывались установленные к настоящему времени общие закономерности распределения и миграции урана и тория в земной коре. Подробно эти вопросы рассмотрены в главах VII—X, здесь же коснемся лишь соотношения процессов концентрации и рассеяния урана и тория в ходе развития различных геологических процессов.

Формирование геохимического фона горных пород и рудных концентраций урана и тория в истории геологического развития различных структур земной коры обусловлено проявлением двух групп процессов: сингенетических — осадконакопление и магматизм, и эпигенетических — региональный, контактовый, гидротермальный метаморфизм и эпигенетические преобразования, вызванные деятельностью подземных вод. Соотношение различных процессов, участвующих в рассеянии и концентрации урана и тория, наглядно показано на круговой диаграмме (рис. 35). Для сингенетических процессов характерно формирование первично-конституционального преимущественно равномерно-рассеянного распределения урана и тория. При этом радиоактивность горных пород тесно связана с их составом (содержанием петрогенных компонентов). Для магматических пород наиболее существенными являются связи урана и тория с кислотностью пород, с одной стороны, и содержанием щелочей, главным образом калия, — с другой. Для осадочных отложений важна связь урана с органическим веществом, проявленная с одинаковой устойчивостью в песчаниках, глинистых сланцах, известняках и других породах.

Общей особенностью геохимии сингенетических процессов является относительно невысокая степень концентрации рудных элементов, но значительные масштабы перемещения урана и тория. В частности, с осадконакоплением связано возникновение эпох сингенетического накопления убогих по содержанию, но значительных по объему скоплений урана.

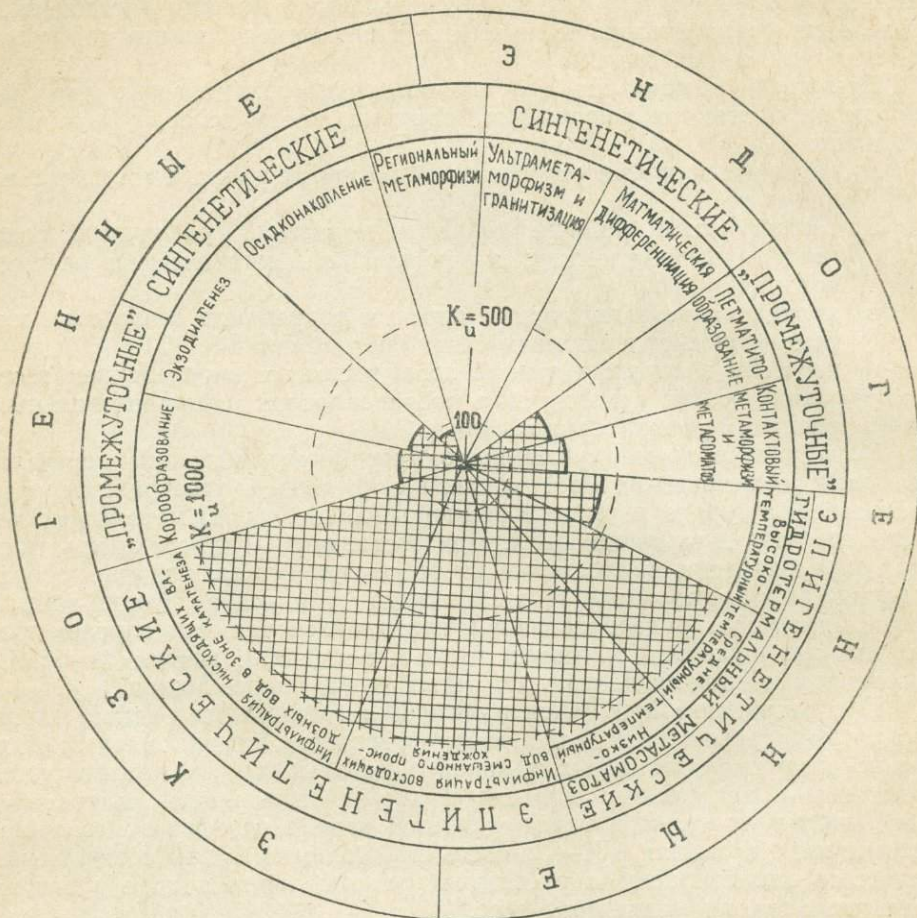


Рис. 35. Степень возможной концентрации урана в ходе развития различных эндогенных и экзогенных процессов.

K_U — кларк концентрации урана

Эпигенетические эндогенные и экзогенные процессы по их относительной роли в рассеянии и концентрации урана и тория могут быть условно разделены на две группы: подготовительные и рудоформирующие. К подготовительным эпигенетическим процессам следует отнести региональный и контактовый дислокационный метаморфизм, ультраметаморфизм, корообразование и эпигенетическую битуминизацию. Эти процессы приводят к изменению формы нахождения урана и тория в породах, их частичному перераспределению с относительно невысокой степенью концентрации урана и тория. Подготовительные и сингенетические процессы играют решающую роль в создании благоприятной геохимической среды для развития эпигенетических рудоформирующих процессов гидротермального метаморфизма и инфильтрационной

деятельности, с которыми связана наиболее высокая степень концентрации урана и тория (см. рис. 35).

В различных типах геологических структур в связи с особенностями истории их развития можно выделить один или несколько ведущих процессов, оказывающих решающее влияние на формирование регионального геохимического фона геологических формаций. На щитах ведущими являются процессы регионального и дислокационного метаморфизма, ультраметаморфизма и тектоно-магматической активизации.

В пределах фанерозойских складчатых областей радиогеохимические особенности геологических формаций связаны главным образом с проявлением сингенетических экзогенных (осадконакопление) и эндогенных (магматизм) процессов, а также с развитием регионального, контактового и гидротермального метаморфизма.

В чехле платформенных областей поведение урана определяется проявлением широкой гаммы процессов осадочного цикла: седиментогенеза и диагенеза (экзодиагенеза) в континентальных, лагунных и морских условиях, эпигенеза, гипергенеза и начальных стадий метаморфизма.

Ведущее значение в формировании руд и перераспределении рассеянных содержаний урана в платформенных отложениях принадлежит процессам эпигенеза [56, 216], которые наиболее ярко проявились в эпохи тектонической активизации.

Указанные особенности распределения и миграции радиоактивных элементов учитывались как при построении геологической основы радиогеохимических карт, так и при вынесении геохимической нагрузки и радиогеохимическом районировании различных геологических структур земной коры.

В связи с ведущей ролью эпигенетических процессов в формировании уранового оруденения, в основу выбора методов построения радиогеохимических карт положен следующий принцип: радиогеохимическая карта наиболее ярко подчеркивает те особенности геологического строения и развития региона, а также те закономерности миграции урана и тория, которые приводят к нарушению их первично-конституционального распределения и формированию наложенных, в том числе рудных концентраций элементов.

Для радиогеохимических карт разного масштаба показ геологической основы и геохимических данных неодинаков. Специфика построения карт от обзорных до детальных в обобщенном виде приведена в табл. 11.

Таблица 11

Главнейшие элементы геологической основы и геохимической нагрузки радиогеохимических карт разного масштаба

Масштаб	Уровни организации минерального вещества	Основные элементы геохимической нагрузки	Типы выделяемых геохимических аномалий	Прогнозируемые объекты
Детальные 1 : 2 000— 1 : 10 000	Минералы, минеральные парагенезисы	1. Содержание урана, тория или других элементов в изолиниях. 2. Изменение вещественного (минерального) состава в рудах и околорудных изменениях	Ореолы первичного рассеяния (сингенетичные с оруденением)	Отдельные рудные тела и месторождения

Масштаб	Уровни организации минерального вещества	Основные элементы геохимической нагрузки	Типы выделяемых геохимических аномалий	Прогнозируемые объекты
Крупномасштабные 1 : 25 000— 1 : 100 000	Горные породы	1. Содержание урана в геохимически однородных полях в абсолютных значениях и по отношению к геохимическому фону. 2. Торий-урановое отношение	Зоны привноса и выноса элементов	Месторождения и рудные узлы
Среднемасштабные 1 : 200 000— 1 : 500 000	Геологические формации	1. Среднее содержание урана в геологических формациях. 2. Форма нахождения урана. 3. Торий-урановое отношение	Зоны с нарушенным первично-конституциональным распределением элементов	Рудные поля, районы и структурные металлогенические зоны
Мелкомасштабные и обзорные 1 : 1 000 000— 1 : 5 000 000	Ряды формаций (структурно-формационные комплексы)	1. Среднее содержание урана. 2. Торий-урановое отношение. 3. Геохимически специализированные комплексы	Геохимические провинции	Рудные районы, структурные металлогенические зоны и металлогенические провинции

Вопросы методики составления средне- и крупномасштабных радиогеохимических карт рассмотрены в ряде работ [147, 149, 151], поэтому ниже остановимся более подробно лишь на особенностях построения мелкомасштабных и обзорных карт и принципах регионального геохимического районирования складчатых и платформенных областей земной коры.

Особенности построения геологической основы радиогеохимических карт

Содержание урана и тория (элементов со сравнительно низким кларком) в земной коре и особенности их миграции определяются, прежде всего, вещественным составом горных пород и миграционными способностями главных химических элементов (элементов-диктаторов, по А. И. Перельману), участвующих в эпигенетическом преобразовании минерального вещества. В связи с этим геологическая основа радиогеохимических карт должна отражать прежде всего вещество (состав горных пород) различных уровней организации (минералы, горные породы, геологические формации и ряды формаций) и те преобразования, которые обусловлены наложенными процессами.

Построение геологической основы, отражающей вещественный состав и структурное положение горных пород, производится с учетом главнейших сингенетических и эпигенетических процессов, влияющих на распределение элементов (табл. 12).

Отраженные на геологической карте результаты этих процессов являются основой для изучения распределения радиоактивных элементов в пространственно-временных координатах и могут служить одним

Типы геологических процессов

Процессы	Условия	
	экзогенные	эндогенные
Сингенетические	Осадконакопление	Эффузивный и интрузивный магматизм
Эпигенетические	Диагенетические изменения Катагенетические преобразования пород (пластовый подземный гипергенез) Выветривание и корообразование (поверхностный гипергенез)	Ультраметаморфизм Региональный и контактовый метаморфизм Гидротермальный метаморфизм

из важных путей выяснения условий их поведения и накопления. С другой стороны, геологическая карта наряду с факторами геологического строения отражает также наиболее общие геохимические особенности распределения в горных породах петрогенных элементов, которые играют определяющую роль в любом геохимическом процессе.

Учитывая принципиальное различие в характере и интенсивности рассеяния и накопления урана и тория при сингенетических и эпигенетических процессах, на геологической карте проявление их в различных структурных зонах должно быть четко разграничено.

Первично-конституциональное распределение урана и тория в осадочных и магматических породах определяется следующими главнейшими факторами: 1) вещественным составом и структурой горных пород; 2) возрастом пород; 3) геотектоническими и фаціальными условиями формирования пород.

Перераспределение урана и тория под влиянием эпигенетических процессов определяется как физико-химическими свойствами элементов (внутренние факторы миграции), так и преобразованием горных пород (внешние факторы), как-то:

1) термодинамическими особенностями протекания эпигенетического процесса;

2) физико-химическими параметрами воздействующих растворов (кислотность — щелочность, окислительно-восстановительный потенциал, степень минерализации и т. п.);

3) проницаемостью пород, зависящей от их физико-механических свойств и структурного положения;

4) характером изменения минерального и химического состава пород, вовлеченных в преобразование.

На геологической основе перечисленные факторы отражаются с большей или меньшей степенью детальности в зависимости от масштаба карты и принадлежности изучаемого участка к тому или иному элементу земной коры (складчатые области, щиты, платформы и т. п.).

Осадочные и магматические образования различных уровней организации вещества (горные породы, формации, ряды формаций) расчленяются по вещественному составу и структуре с учетом их фаціальной принадлежности и выделяются на геологической основе формой литологических знаков в черно-белом исполнении (штриховая легенда).

Фаціальное расчленение осадочных формаций разработано наиболее четко [104]. Следует лишь отметить, что радиоактивность осадочных пород сходных фацій может сильно отличаться в зависимо-

сти от содержания органических или минеральных восстановителей, от положения источника сноса, от форм развития органического мира, химического состава атмосферы и гидросферы и других факторов, которые по возможности следует отражать на геологической основе. Все это (особенно при мелкомасштабных геохимических исследованиях) вызывает необходимость использования широкого комплекса литолого-фациальных, палеонтологических и палеогеографических данных для изучения истории поведения элементов в процессе осадконакопления отдельных эпох.

Попытка провести подобного рода исследования была предпринята А. Б. Роновым и А. И. Ермишкиной [134], которые предложили составлять серии мелкомасштабных геохимических карт для различных эпох осадконакопления (или для однотипных фаций) применительно к платформенным областям. В ряде случаев вместо построения большого количества карт различных эпох осадконакопления можно ограничиться составлением одной геохимической карты для современного уровня эрозионного среза (рис. 36) с более детальным показом условий, существовавших в период образования пород продуктивной толщи (фациальных зон, направления переноса обломочного материала, стока речных вод и т. д.).

При выделении петрографически однородных разностей метаморфических и изверженных пород различных ультраметаморфических, интрузивных и вулканогенных комплексов также следует уделять серьезное внимание их фациальному расчленению, особенно при составлении средне- и мелкомасштабных радиогеохимических карт.

Фациальное расчленение пород магматических формаций предусматривает выделение генетических фаций и фаций глубинности, соотношения между которыми показаны в табл. 13.

Таблица 13

Фациальное расчленение магматических пород

Фации глубинности	Генетические фации		
Вулканические	Дальнего переноса	Ближнего переноса	Ближжерловые
Субвулканические	Жерловые	Экструзивные	
Гипабиссальные Абиссальные	Интрузивные		

Следует подчеркнуть, что выделяемые геологические подразделения должны обладать геохимической однородностью, т. е. иметь близкие параметры распределения радиоактивных элементов, что трудно выдержать для грубокластических и такситовых разновидностей горных пород, а также для осадочных и метаморфических толщ с частым чередованием отдельных литологических разностей. Геохимически неоднородные геологические образования должны быть особо выделены на карте.

При построении геологической основы радиогеохимических карт большое значение имеет выделение и классификация зон тектонических нарушений с учетом их взаимоотношения с рудным процессом (доруд-

ные, пострудные, рудовмещающие, рудоконтролирующие и т. д.), а также выделение с использованием геофизических данных отдельных тектонических блоков с различным глубинным геологическим строением.

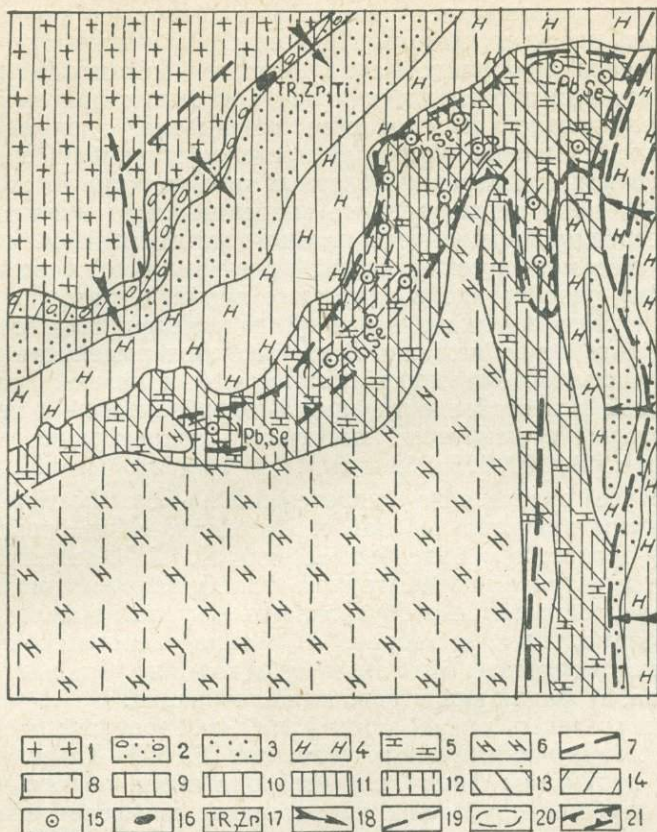


Рис. 36. Макет обзорной радиохимической карты чехла платформ

Ряды формаций: 1 — гранито-гнейсовый выступ докембрийского фундамента (область сноса в период формирования продуктивной карбонатной толщи); 2 — конгломерато-песчаниковый; 3 — песчано-глинистый; 4 — терригенно-карбонатный; 5 — карбонатный с повышенной битуминозностью в отложениях мелководно-морских фаций; 6 — карбонатный с нормальной битуминозностью; 7 — зоны разрывных нарушений. *Содержание урана в породах (в 10⁻⁴%):* 8 — (0,5 ÷ 1,5); 9 — (1,5 ÷ 3,5); 10 — (3,5 ÷ 5,0); 11 — (5 ÷ 10); 12 — гранит-гнейсы с высоким содержанием «подвижного» урана; 13 — пониженное торий-урановое отношение (<1-2); 14 — повышенное торий-урановое отношение (>5); 15 — рудопроявления урана; 16 — рудопроявление урана и тория; 17 — элементы-спутники урана и (или) тория; 18 — направление перемещения обломочного материала и стока речных вод с повышенным содержанием урана; 19 — зоны разломов; 20 — участки максимального эпигенетического накопления урана в битуминозных известняках; 21 — зона с нарушенным первично-конституциональным распределением урана и других элементов.

Интенсивная миграция радиоактивных элементов под влиянием метаморфических и гидротермальных преобразований, с которыми связано формирование урановых руд, является в настоящее время достаточно хорошо установленным фактом. Изучение преобразования пород, их взаимосвязи с миграцией урана и тория и эндогенным рудообразованием является наиболее актуальным при составлении радиохимических карт складчатых областей.

При этом большое значение имеет выделение не только зон околорудных изменений, но и выяснение границ метасоматических и мета-

морфических преобразований пород, охватывающих значительные площади. К ним относятся изменения, связанные с проявлением регионального и контактового метаморфизма, а также гидротермального метасоматоза внешних зон метасоматических колонок.

На геологической карте принадлежность пород к той или иной фации изменения показывается цветом литологических значков или дополнительным цветным крапом. При этом особо подчеркиваются границы проявления различных фациальных зон метаморфизма, так как именно вблизи них происходит изменение внешних факторов миграции радиоактивных элементов и отмечается наиболее значительное перемещение или накопление урана. В пределах докембрийских складчатых областей при составлении обзорных или мелкомасштабных радиогеохимических карт первостепенное значение имеет анализ характера и интенсивности проявления регионального метаморфизма.

Теория метаморфических фаций применительно к региональному метаморфизму разработана в настоящее время достаточно полно [174, 188] и может быть положена в основу их выделения на геологической карте. При этом особо важным представляется выделение следующих фаций регионального метаморфизма: высшей и низшей гранулитовой, амфиболитовой и в особенности эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой, в которых фиксируется наибольшая концентрация радиоактивных элементов [59, 150, 175, 232 и др.].

Фациальное расчленение гидротермально-метасоматических образований изучено значительно слабее. Исходя из общей теории метасоматических процессов, разрабатываемой Д. С. Коржинским [81], можно наметить три основные группы фаций, закономерно сменяющие друг друга в пространстве и обусловленные кислотно-щелочной эволюцией гидротермальных растворов: а) фации щелочного существенно калиевого метасоматоза, б) фации субщелочного кальций-натрового метасоматоза, в) фации кислотного выщелачивания.

Последовательная смена этих фаций в пространстве отмечается в различных термодинамических условиях [6, 60]. Классифицируя эти условия по продуктам фаций кислотного выщелачивания, можно выделить: а) глубинные условия, характерным представителем которых являются грейзены; б) условия средних глубин, где развиваются вторичные кварциты; в) приповерхностные условия, определяющие образование каолинит-гидрослюда-серицит-кварцевых пород.

Гидротермально-метасоматические фации определяются сочетанием выделенных групп, различающихся по кислотности—щелочности воздействовавшего раствора и термодинамическим условиям глубинности.

Опыт работ в складчатых областях показывает, что наибольшее значение при формировании геохимических аномалий урана и тория имеют следующие типы гидротермально-метасоматических изменений и связанных с ними ассоциаций эпимагматических минералов:

1. Высокотемпературный калиевый метасоматоз (микроклинизация): калишпат+кварц+гематит.
2. Высокотемпературный натриевый метасоматоз (альбитизация): альбит+рибекит.
3. Высокотемпературное кислотное выщелачивание (грейзенизация): мусковит+кварц+флюорит+топаз+турмалин.
4. Пропилитизация: альбит+хлорит+эпидот.
5. Низко-среднетемпературный калиевый метасоматоз: гематит+кварц+калишпаты+серицит.
6. Низко-среднетемпературный натриевый метасоматоз (хлоритизация и альбитизация): хлорит+альбит+серицит+карбонат+кварц.
7. Низко-среднетемпературное кислотное выщелачивание (берези-

тизация, аргиллизация и др.): гидромусковит + кварц + серицит + каолинит + монтмориллонит + пирит.

Радиогеохимические особенности слабометаморфизованных осадочных отложений чехла платформ, передовых прогибов и внутренних впадин во многом связаны с процессами диагенеза осадков, эпигенетических преобразований в зоне катагенеза и гипергенной миграцией атомов.

В результате диагенетических процессов, проявляющихся в мобилизации элементов под действием захороненных седиментационных вод, происходит, как правило, дальнейшее обогащение ураном геохимически специализированных комплексов, преимущественно глинистых и карбонатно-глинистых, обогащенных органическим веществом.

Большую роль в геохимическом балансе и поведении урана в осадках платформ в стадию эпигенеза имеет органическое вещество, а также химический и газовый состав подземных вод. В частности, под влиянием окислительных кислородсодержащих вод в хорошо проницаемых терригенных толщах происходит формирование зон пластового окисления. В этих зонах происходит интенсивное окисление органического вещества, образование лимонита и повышенных концентраций урана, селена, молибдена, меди. На границе выклинивания таких зон возникают наиболее интенсивные геохимические барьеры с осаждением U, Se и др.

В связи с вышеотмеченным, для чехла платформ на геологической основе должны быть отражены гидрогеохимические условия (типы радиогидрогеохимических разрезов) зоны катагенеза, участки проявления пластового окисления и границы их выклинивания.

Важным моментом в составлении радиогеохимических карт платформенных областей является изображение в виде колонок или разрезов вертикальной геохимической зональности, отражающей распределение урана в разрезе осадочных отложений с учетом формационной и фациальной принадлежности пород, их состава, содержания органического вещества и радиогидрогеохимической характеристики подземных вод. С особой наглядностью на картах и разрезах должны выделяться пограничные области смены физико-химических обстановок (геохимические барьеры).

Уран и другие радиоактивные элементы обладают высокой миграционной способностью в различных ландшафтно-геохимических обстановках [56]. В связи с этим при выветривании горных пород происходит достаточно интенсивное перераспределение урана и продуктов его распада, сильно осложняющее изучение первичного распределения радиоактивных элементов.

Принимая во внимание направленность радиогеохимических карт на изучение первичного распределения элементов в горных породах, следует подчеркнуть необходимость учета гипергенного перераспределения урана и тория, как мешающего фактора. Для этого на геологической основе следует оконтуривать области интенсивного развития кор выветривания и гипергенного перераспределения металлов.

Геохимическая нагрузка карт

Вынесению геохимической нагрузки на геологическую основу предшествует составление серии вспомогательных накладок, из которых первостепенное значение имеют карты гамма-поля (по данным воздушных или наземных, в том числе и каротажных радиометрических исследований) и карты опробования горных пород с результатами определения содержаний урана, тория и элементов-спутников радиоактивной минерализации.

Методика составления этих карт общеизвестна, достаточно проста и не требует особых пояснений. Возможные градации значений гамма-активности и один из вариантов изображения фактических данных геохимического опробования показаны на рис. 37.

В случае применения данных аэрогамма-спектрометрии (концентрации Ra, Th и K) необходимо также иметь карты мощности и состава рыхлых отложений, которые используются при геологической и геохимической интерпретации данных воздушных съемок. Следует сразу

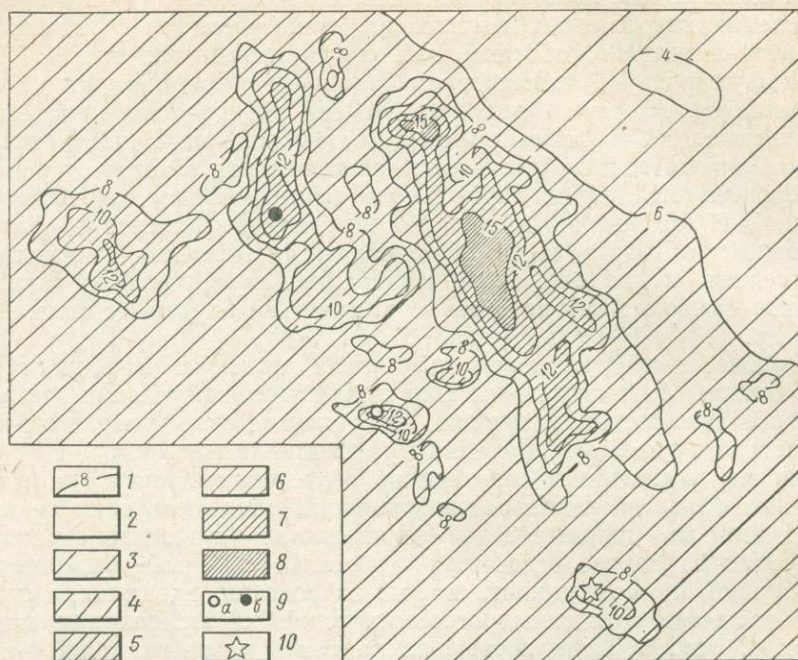


Рис. 37. Карта гамма-поля по данным аэрорадиометрической съемки.

1 — изолинии интенсивности гамма-излучения (мкр/час); 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8 — участки с интенсивностью гамма-излучения соответственно 0—4, 4—6, 6—8, 8—10, 10—12, 12—15, 15—20 мкр/час; 9 — участки локальных радиометрических аномалий с урановой (а) и ториевой (б) природой гамма-активности; 10 — рудопоявления урана.

же отметить, что материалы радиометрических, в том числе и гамма-спектрометрических съемок, могут быть использованы как важный, но в большинстве случаев вспомогательный материал в комплексе с результатами непосредственного опробования горных пород, представляющими наиболее объективные данные о содержании в них микроколичеств радиоактивных элементов.

Все геохимические данные о распределении, форме нахождения и закономерностях миграции урана и тория отражаются на геологической основе цветной закраской или штриховкой и другими цветовыми изображениями. Ниже приведены показанные на картах основные минералого-геохимические характеристики горных пород.

1. Среднее содержание урана в горных породах или геологических формациях в единой цветовой легенде. Для неоднородных в минералого-геохимическом отношении геологических объектов показываются пределы возможных колебаний радиоактивности (минимальные и максимальные содержания урана).

В зависимости от масштаба карт способ картографического изображения содержания урана в горных породах может быть различным.

Для выделения на обзорных и мелкомасштабных радиогеохимических картах геохимических ураноносных и ториеносных провинций большой интерес представляет не только абсолютное содержание урана в геологических формациях, но и отношение этой величины к кларку элемента (метод предложен А. Е. Ферсманом в 1939 г.).

При составлении среднемасштабных радиогеохимических карт, наряду с характеристикой среднего содержания урана, важным является выделение аномальных концентраций элемента по отношению к региональному геохимическому фону, рассчитанному для конкретного района. С этой целью в соответствии с результатами математической обработки на карте подчеркиваются геохимические зоны, в которых содержание урана превышает геохимический фон.

2. Торий-урановое отношение трех градаций: нормальное, пониженное и повышенное. Этот параметр позволяет получить дополнительную характеристику о степени геохимической дифференцированности горных пород, проявлении наложенных метасоматических процессов, приводящих к разрыву связей между ураном и торием в ходе их миграции.

3. Форма нахождения урана и тория. Учитывая важное прогнозно-металлогеническое значение миграционно-способных форм урана, на радиогеохимических картах особо подчеркиваются те комплексы горных пород, в которых фиксируются радиоактивные элементы, не связанные в кристаллических структурах породообразующих и аксессуарных минералов.

4. Аномальные концентрации элементов-спутников урановой минерализации (Си, Р и др.), а также повышенные содержания в породах сингенетических и эпигенетических битумов, организмов-концентраторов урана и т. д.

5. Аномальные соотношения радиогенных свинцов, в особенности повышенные количества Pb^{206} , а также данные о наличии радиационных дефектов в кристаллических структурах кальцитов, полевых шпатов и кварцев по данным термолюминесценции и электронного парамагнитного резонанса. Эти параметры необходимы для разбраковки геохимических аномалий и выделения зон мобилизации урана.

6. Геохимически специализированные геологические формации, возникновение которых связано с процессами осадконакопления и магматизма.

7. Районы и участки проявления рудоформирующих эпигенетических процессов, приводящих к возникновению локальных концентраций урана и тория. С этой целью на геологической основе показываются:

а) региональные разломы, в пределах которых фиксируется гидро-термальный привнос урана или тория;

б) геохимическая характеристика границы выклинивания зон пластового окисления и областей питания кислородсодержащих ураноносных вод;

в) участки локальных концентраций урана и тория (месторождения, рудопоявления и точки минерализации), классифицированные по типам основных геологических процессов (эпигенетических или сингенетических), приводящих к накоплению радиоактивных элементов.

В табл. 14 приведены главнейшие типы сингенетических и эпигенетических концентраций урана, увязанные с соответствующими геологическими процессами. Наибольшая концентрация урана связана с проявлением широкой гаммы эпигенетических процессов (эндогенных и экзогенных). В связи с этим именно данный тип концентраций следует подчеркивать при вынесении локальных геохимических аномалий.

Кратко изложенные вопросы методики составления радиогеохимических карт касаются главным образом некоторых общих положений

Главнейшие типы радиогеохимических провинций и зон складчатых и платформенных областей земной коры (По А. А. Смыслову, В. К. Титову, Г. М. Шору)

Типы провинций и зон	Радиогеохимическая характеристика геологических формаций		Геологические процессы, ответственные за геохимическую дифференциацию вещества земной коры
	Содержание урана (C_U) и тория (C_{Th})	Th/U	
Слабо дифференцированные	Ниже кларка (K) $C_U < K_U$ $C_{Th} < K_{Th}$	2—4 и 4—6	—
	Близкое к кларку $C_U \approx K_U$ $C_{Th} \approx K_{Th}$	2—4	—
Дифференцированные Урановые (экзогенные)	В осадочных формациях $C_U = 2K_U$	1—2	Осадконакопление
Урано-ториевые (экзогенные)	В песчано-конгломератовых формациях $C_{Th} = 2K_{Th}$; $C_U = 2K_U$	3—4	.
Урановые (эндогенные)	В магматических и ультраметаморфических формациях $C_U = 2K_U$	2—4	Магматизм и ультраметаморфизм
Урано-ториевые (эндогенные)	В магматических и ультраметаморфических формациях $C_U = 2K_U$; $C_{Th} = 2K_{Th}$	4—6	.
Урановые и урано-ториевые (экзогенно-эндогенные)	В осадочных, магматических и метаморфических формациях $C_U = 2—4K_U$ $C_{Th} = 2—4K_{Th}$	2—4	Осадконакопление, метаморфизм, эпигенетические преобразования в зоне катагенеза
Урановые (эпигенетические)	В терригенных формациях $C_U = 2—4K_U$	1—2	Эпигенетические преобразования осадочных пород в зонах пластового окисления
Интенсивно дифференцированные			
Урановые и ториевые (эндогенные)	В магматических и метаморфических формациях $C_U = 3—4K_U$ $C_{Th} = 3—4K_{Th}$	4—6	Магматизм, ультраметаморфизм, гидротермальный метасоматоз
Урано-ториевые (экзогенно-эндогенные)	В осадочных, магматических и метаморфических формациях $C_U = 3—4K_U$ $C_{Th} = 3—4K_{Th}$	1—2 и $\geq 4—6$	Осадконакопление, магматизм, метаморфизм
Урановые (экзогенные)	В осадочных и метаморфических формациях $C_U = 10K_U$	$\leq 1—2$	Осадконакопление, метаморфизм, эпигенетические преобразования в зоне катагенеза

о наиболее рациональном способе изображения разносторонней геохимической информации с учетом статистической обработки результатов анализов. Фрагменты условных обозначений геохимической нагрузки для карт различного масштаба приведены на рис. 38.

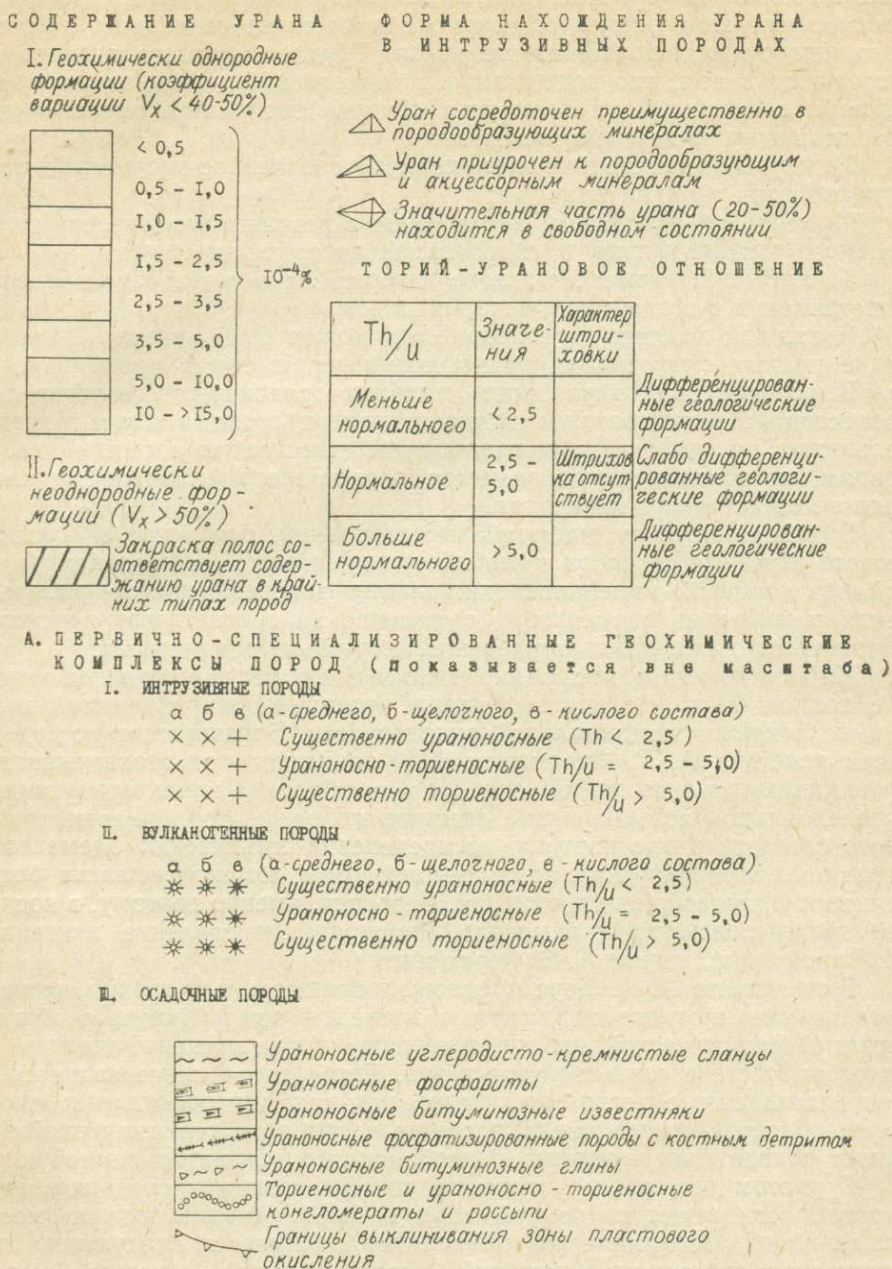


Рис. 38. Фрагмент условных обозначений радиогеохимических карт мелкого масштаба.

Следующим, наиболее трудным этапом построения радиогеохимических карт является анализ материалов для геохимического районирования и выделения прямых и косвенных поисковых признаков уранового оруденения.

Анализ результатов радиогеохимического картирования

Радиогеохимическое районирование и выделение на картах прямых и косвенных признаков признаков ураноносности требует всестороннего анализа геологической, радиометрической и минералогическо-геохимической информации для выяснения закономерностей распределения и миграции элементов, прямо или косвенно связанных с формированием рудных скоплений металлов. Трудности такого анализа заключаются в том, что содержание в геологических формациях урана, тория и сопутствующих элементов обусловлено целым рядом факторов, главными из которых являются:

1) первичное рассеяние элементов, обусловленное процессами осадконакопления и магматизма;

2) перераспределение урана и тория в результате процессов регионального метаморфизма и гидротермального метасоматоза;

3) миграция элементов в зоне гипергенеза в результате процессов выветривания и воздействия подземных вод.

С каждой из этих групп процессов может быть связано формирование рудных скоплений и радиогеохимических зон и провинций.

Выяснение индивидуального влияния различных геологических процессов на формирование радиоактивности пород и классификация различных по масштабам проявления геохимических аномалий по условиям их возникновения является первостепенной задачей анализа радиогеохимического материала.

В зависимости от масштаба исследований, особенностей геологического строения регионов и типов, проявленных в их пределах урановой или ториевой минерализации, анализ закономерностей распределения и миграции элементов и выявление на основе этого поисковых геохимических признаков оруденения могут быть различными.

На мелкомасштабных радиогеохимических картах основное внимание должно быть уделено выделению геохимических провинций и зон и выяснению их потенциальной рудоносности. Большинство исследователей вслед за А. Е. Ферсманом [190] понимают под геохимическими провинциями геохимически однородные области, характеризующиеся определенными ассоциациями химических элементов. Рассматривая чисто статистическую картину распределения химических элементов в различных геоструктурных зонах земной коры, можно выделить бесконечное множество таких провинций. Вероятно, именно поэтому, в последнее время появилось стремление расширить определение геохимической провинции, данное А. Е. Ферсманом.

В частности, А. А. Беус предложил понимать под геохимическими провинциями крупные структурные элементы земной коры с общими чертами геохимической эволюции, отраженными в специфическом химическом составе горных пород и руд. Такое определение является на наш взгляд также несколько общим, так как для однотипных складчатых областей всегда имеются общие черты в их геохимической эволюции в ходе направленного и необратимого развития земной коры.

С учетом решающего значения степени геохимической дифференцированности вещества земной коры в формировании рудных месторождений под геохимической провинцией понимается следующее: геохимическая провинция — крупный геоструктурный элемент земной коры, вещество которого характеризуется специфическими особенностями и определенной степенью геохимической дифференцированности, запечатленной в содержании и соотношении петрогенных и редких элементов в результате проявления всего комплекса геологических процессов.

С учетом величины геохимического фона радиоактивных элементов, степени неоднородности их распространения и направленности

миграции выделяются три группы радиогеохимических провинций (слабо дифференцированные, дифференцированные и высоко дифференцированные), которые, в свою очередь, могут быть подразделены на несколько типов в зависимости от геохимической характеристики и геологических процессов, ответственных за миграцию урана и тория (см. табл. 14).

К слабо дифференцированным радиогеохимическим провинциям могут быть отнесены области развития геологических формаций с однообразным близким к кларку или пониженным содержанием урана и тория (эвгеосинклинальные зоны, области накопления карбонатных толщ с низким содержанием органического вещества, области развития высокометаморфизованных пород гранулитовой фации на щитах и т. д.).

Дифференцированные геохимические провинции представлены во всех типах структур группой или группами геологических формаций, характеризующихся накоплением урана и тория в результате проявления какого-либо одного из ведущих процессов: а) экзогенных — глинистые и мергелистые формации платформ с организмами-концентраторами и фосфоритами, углеродистыми формациями складчатых областей и платформ, ураноносно-ториеносными конгломерато-песчаниковыми формациями щитов и др.; б) эндогенных — гранитоидными формациями калиевого ряда на щитах и в складчатых областях.

К высоко дифференцированным геохимическим провинциям относятся провинции, в которых распространены породы с наиболее высоким и неоднородным распределением урана и тория в результате наложения различного рода сингенетических и эпигенетических подготовительных и рудоформирующих процессов. Наиболее широко и интенсивно процессы обогащения пород ураном и рудогенез проявились здесь в связи с тектоно-магматической активизацией, а также в районах, где фиксируется многократное накладывающееся друг на друга проявление эпох гранитизации и гранитообразования. Важным в металлогеническом отношении типом высоко дифференцированных радиогеохимических провинций являются области, где процессы эндогенной дифференциации наложились на участки сингенетического накопления урана в углеродисто-кремнистых и глинистых формациях.

Следующим этапом в интерпретации результатов радиогеохимического картирования является выделение внутри дифференцированных провинций геохимически аномальных зон, возникающих в результате развития наложенных (эпигенетических) процессов. Наложенные процессы, наряду с образованием месторождений и связанных с ними, так называемых, первичных ореолов в околорудно-измененных зонах, приводят к возникновению широких полей с чередующимися повышенными или пониженными содержаниями урана и сопутствующих элементов в горных породах. Такие широкие геохимические поля с резко неоднородным распределением рудных элементов могут быть классифицированы как зоны нарушения первично-конституционального распределения металлов, по размерам они в десятки и сотни раз превышают размеры первичных ореолов.

Главнейшими минералого-геохимическими признаками подобного рода зон являются следующие:

1. Широкое развитие гидротермально-метасоматических и других измененных пород различных фаций глубинности и кислотности — щелочности воздействовавших растворов. В связи с этим в породах очень часто проявлено нарушение нормального (обусловленного процессами осадконакопления и магматизма) содержания и соотношения щелочей (K, Na) и других петрогенных элементов.

2. Резкое увеличение степени неоднородности распределения урана и тория, связанное с наличием в измененных породах повышенных и

пониженных содержаний элементов (увеличение коэффициента вариации до 60—80% и более, а иногда и изменение закона распределения элементов).

3. Резкие колебания торий-уранового отношения (от 0,5—1 и менее до 5—10 и более), что указывает на существенно различный характер миграции урана и тория при метасоматических изменениях.

4. Присутствие в породах ореолов повышенных содержаний элементов-спутников урановой и урано-ториевой минерализации. Набор этих элементов может меняться в зависимости от характера метасоматических изменений и типа оруденения (Th, P, Zr, Sr, TR и др.— апатит-урановая рудная формация, Mo, Pb, As, Cu и др.— молибденито-настурановая рудная формация и т. д.).

Образование зон с нарушенным первично-конституциональным распределением элементов является по существу следствием проявления одной из сторон рудного процесса, с которым, наряду с формированием скоплений урана и тория, связано более значительное по масштабам перемещение (рассеяние и концентрация) рудогенных элементов в горных породах.

В складчатых областях зоны с нарушенным первично-конституциональным распределением тяготеют, как правило, к системам глубинных разломов, в чехле платформы — к проницаемым (пористым) отложениям артезианских бассейнов с усиленной инфильтрацией кислотосодержащих подземных вод. Дальнейшая детализация зон нарушения первично-конституционального распределения элементов с помощью средне- и крупномасштабных радиогеохимических карт состоит в выделении внутри них участков с повышенными и пониженными содержаниями урана.

Зоны с нарушенным первично-конституциональным распределением элементов представляют собой сочетание участков, в пределах которых проявился преимущественный привнос металлов (зона привноса), и площадей, где предположительно фиксируется их вынос (зона выноса).

Зоны привноса элементов прослеживаются обычно вдоль тектонически ослабленных структур или в хорошо проницаемых образованиях по наличию ореолов повышенных и слабо повышенных содержаний урана в разнообразных по составу и происхождению породах (рис. 39). В этих породах отмечается, как правило, преимущественное уменьшение торий-уранового отношения (до 1 и ниже), увеличение содержания легкоподвижного урана, изменение минералого-геохимических форм нахождения металла, а также аномальные концентрации радиогенных (урановых и ториевых) свинцов и элементов-спутников урановой минерализации. Зоны привноса по своей сущности соответствуют ореолу распространенности по А. Е. Ферсману [189], вторично наложенному эпигенетическому рассеянию по Н. И. Сафронову [141] и площадному ореолу по Н. Е. Hawkes [231]. Термин «зона привноса элементов» является, на наш взгляд, более правильным, так как отражает генетическую сторону формирования аномальных концентраций элементов в горных породах, зонах околорудных изменений и рудах. Сходство минеральных эпимагматических ассоциаций, одинаковый набор рудных элементов и близкие их соотношения, а также приуроченность к общим геологическим структурам свидетельствуют в большинстве случаев об едином источнике образования и генетическом родстве рудных скоплений урана и ореолов слабо повышенных его содержаний в горных породах.

Выделение на крупномасштабных радиогеохимических картах зон привноса урана, значительно (в десятки раз) превышающих размеры рудных тел и первичных ореолов рассеяния, имеет большое значение при прогнозировании, так как подобные зоны фиксируют положение рудных узлов и отдельных месторождений.

В зависимости от характера проявления эпигенетических процессов и состава вмещающих пород минералого-геохимическая характеристика зон привноса урана достаточно разнообразна.

Наибольшее поисковое значение имеют следующие типы геохимических аномалий (зон привноса урана):

1) экзогенные диагенетические, отличающиеся равномерным характером распределения концентраций металла и приуроченностью к определенным литолого-стратиграфическим горизонтам пород (углеродисто-глинистым или кремнистым сланцами, фосфоритам и т. д.), часто совместно с Р, V, As и другими элементами;

2) экзогенные эпигенетические (совместно с Se, Mo, V, Cu и другими элементами), приуроченные к терригенным, преимущественно платформенным отложениям и к нижней границе зон платового окисления;

3) эндогенные сингенетические, связанные с магматическими образованиями, приуроченные к отдельным разновидностям пород — щелочным гранитам, нефелиновым сиенитам (обычно в эндоконтактных частях интрузий) — совместно с Th, Ta, Nb, Zr и другими элементами;

4) эндогенные эпигенетические (U, Th, W, Mo, Ta, Nb и другие элементы), связанные с высоко- и среднетемпературными постмагматическими преобразованиями пород (преимущественно гранитоидов), протекающими в субвулканических и гипабиссальных условиях (грейзенизация, альбитизация, микроклинизация и др.);

5) эндогенные эпигенетические совместно с Mo, Pb, As, Cu и другими элементами, возникающие в разнообразных по составу и возрасту породах в связи с низко- и среднетемпературными гидротермально-метасоматическими преобразованиями.

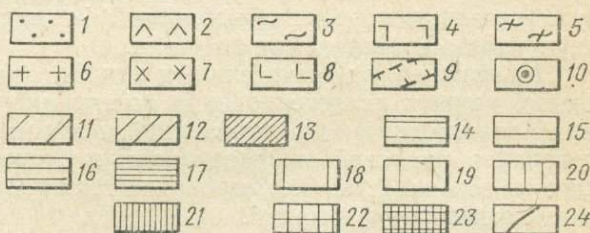
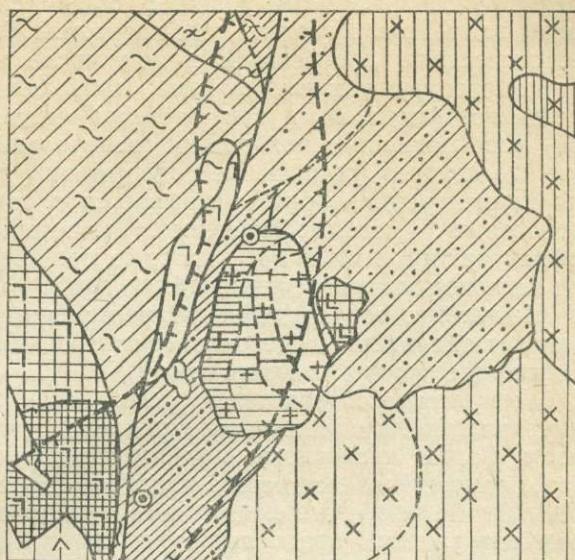


Рис. 39. Фрагмент среднemasштабной радиогеохимической карты.

1 — полимиктовые песчаники и алевролиты с прослоями порфиритов; 2 — эффузивы основного и среднего состава, туфопесчаники; 3 — кварциты и яшмокарциты; 4 — диабазы, диабазовые порфириты и их туфы; 5 — кварц-сернистые сланцы; 6 — порфиридные равномернозернистые лейкократовые биотитсодержащие граниты; 7 — биотит-роговообманковые кварцевые диориты; 8 — габбро, пироксениты; 9 — зона с нарушенным первично-конституциональным распределением элементов (в пределах зоны развиты породы с аномально высокими и пониженными содержаниями урана, характеризующиеся также значительными колебаниями торий-уранового отношения — от 1–2 до 5–10); 10 — рудопоявления урана и тория; концентрации урана в осадочных и метаморфических породах (%): 11 — $(1,0 \div 1,5) \cdot 10^{-4}$, 12 — $(1,5 \div 2,5) \cdot 10^{-4}$, 13 — $(2,5 \div 3,5) \cdot 10^{-4}$; концентрации урана в изверженных породах кислого состава (%): 14 — $2,5 \div 3,5 \cdot 10^{-4}$, 15 — $(3,5 \div 5,0) \cdot 10^{-4}$, 16 — $(5 \div 10) \cdot 10^{-4}$, 17 — $(10 \div 25) \cdot 10^{-4}$; концентрации урана в магматических породах среднего состава (%): 18 — $(0,5 \div 1,0) \cdot 10^{-4}$, 19 — $(1,5 \div 2,5) \cdot 10^{-4}$, 20 — $(2,5 \div 3,5) \cdot 10^{-4}$, 21 — $(3,5 \div 5,0) \cdot 10^{-4}$; концентрация урана в магматических породах основного состава (%): 22 — $(0,5 \div 1,0) \cdot 10^{-4}$, 23 — $(1,0 \div 1,5) \cdot 10^{-4}$; 24 — зоны глубинных разломов.

Кроме зон повышенных концентраций элементов в горных породах интерес для прогнозирования и выяснения условий возникновения эпигенетического уранового оруденения представляют также участки с пониженными против фонового интервала (или интервала генерального среднего) содержаниями урана. В общем случае уменьшение концентрации элементов в горных породах может быть связано с различными геологическими процессами, в том числе и первичными процессами осадконакопления и магматизма, приводящими к обеднению ураном отдельных фациальных зон бассейна седиментации (бедных органикой) или магматических камер (центральные их части). В большинстве же случаев уменьшение содержания урана (обычно при сохранении концентрации тория) увязывается с последующими наложенными процессами (метаморфическими, гидротермально-метасоматическими, инфильтрационными и др.), которые приводят к выносу из горных пород легкоподвижных соединений.

Выделение зон проявления преимущественного выноса урана представляет значительно большие трудности, нежели участков с повышенными концентрациями элементов.

Уменьшение содержания урана, связанное с низко- и среднетемпературным проявлением гидротермального метасоматоза (главным образом фаций кислотного выщелачивания и субщелочного метасоматоза), сопровождается также увеличением торий-уранового отношения, понижением количеств подвижного урана и т. д. В отличие от зон привноса участки предполагаемого выноса урана располагаются, как правило, в однотипных породах (кварц-полевошпатовых песчаниках, вулканогенных породах липаритовой формации или других) и охватывают иногда значительные площади.

И, наконец, заключительным этапом анализа минералого-геохимических данных является оценка потенциальной рудоносности выделенных радиогеохимических провинций и зон на основе прямых поисковых признаков урановой минерализации и косвенных критериев, вытекающих из особенностей формирования геохимического фона горных пород и геологических формаций.

Несомненно, что рассмотренными задачи и приемы интерпретации радиогеохимических данных на основе картографического способа изображения характера распределения и миграции атомов не ограничиваются. По-видимому, с помощью подобного рода карт удастся в какой-то степени соединить идеи основоположников геохимии А. Е. Ферсмана и В. И. Вернадского о геохимической истории элементов в земной коре с принципами регионального металлогенического анализа, разработанного Ю. А. Билибиным. Во всяком случае, основная идея Ю. А. Билибина о роли взаимосвязанных геологических явлений в рудообразовании может быть проиллюстрирована на радиогеохимических картах, отражающих взаимообусловленность формирования геохимического фона среды и процессов рудообразования.

**РАДИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ
И ЗОНЫ И КРИТЕРИИ ИХ РУДОНОСНОСТИ**

Прогнозно-металлогенические исследования различных структур земной коры базировались в основном на анализе геологических закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых. Основополагающими принципами регионального металлогенического анализа являлись разработанные С. С. Смирновым и Ю. А. Билибиным положения о взаимосвязи процессов рудообразования с другими сторонами геологического развития земной коры.

Геохимические аспекты прогнозно-металлогенических исследований, о которых писали основоположники отечественной геохимии В. И. Вернадский и А. Е. Ферсман, по существу использовались при оценке перспектив рудоносности явно недостаточно.

Накопленный к настоящему времени фактический материал о содержании и форме нахождения урана и тория в горных породах, минералах и рудах платформенных и складчатых областей позволил авторам сформулировать принципы радиогеохимического районирования и новые объективные минералого-геохимические (структурно-вещественные) критерии ураноносности и ториеносности геологических формаций. Авторы использовали данные анализа общего геохимического баланса распределения урана и тория в земной коре (как в рассеянном состоянии, так и в форме рудных скоплений) и закономерностей миграции радиоактивных элементов в ходе развития различных геологических процессов.

ГЛАВА VI

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ УРАНА И ТОРИЯ
В МИНЕРАЛЬНОМ ВЕЩЕСТВЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

Большая часть эмпирических данных по геохимии урана и тория относится к характеристике содержания радиоактивных элементов в минералах и горных породах различного состава и происхождения [35, 36, 70, 80, 240]. На основе этих материалов предпринимались попытки оценить среднее содержание главнейших радиоактивных элементов в литосфере в целом и отдельных ее слоях.

В последние десятилетия в геологии наряду с минералами и горными породами выделены и успешно изучаются геологические объекты более высоких уровней организации вещества*: геологические формации и структурно-формационные комплексы. Выделение формационных уровней организации вещества, являющихся связующими звеньями между горными породами и земными оболочками, со всей очевидностью ста-

* Идея об уровнях организации вещества в последнее время прочно вошла не только в биологию, но и в науки, изучающие неорганическую материю, в том числе и в геологию [24, 53].

вит вопрос о необходимости оценки параметров содержания химических элементов в геологических формациях для подсчета кларков земной коры и отдельных ее слоев.

В настоящей главе предпринята попытка дать сравнительный анализ особенностей распределения и формы нахождения радиоактивных элементов в минеральном веществе земной коры различных уровней организации: минералах, горных породах, геологических формациях, структурно-формационных комплексах и отдельных слоях земной коры.

Геохимическая история элементов теснейшим образом связана с формированием и последующим преобразованием минералов, представляющих первое звено в иерархии геологических объектов.

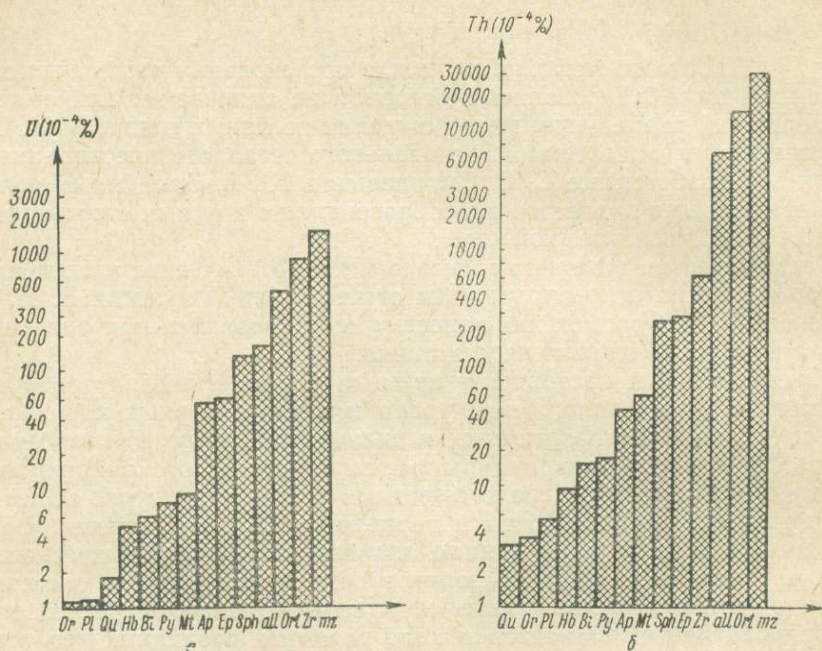


Рис. 40. Уровни содержания урана (а) и тория (б) в породообразующих и акцессорных минералах гранитоидов.

Подавляющая часть атомов урана и тория находится в земной коре в рассеянном в той или иной степени диспергированном состоянии в породообразующих и акцессорных минералах, водах, растениях, ископаемых организмах. Основываясь на законах распределения в земной коре радиоактивных элементов, В. И. Вернадский еще в начале XX века выдвинул новое охватывающее все формы и виды материи состояние их всеобщего рассеяния. Последующие эмпирические и экспериментальные данные подтвердили наличие урана и тория в том или ином количестве во всех минеральных индивидах и позволили выделить большое разнообразие форм вхождения радиоактивных элементов в минералы горных пород в зависимости от конкретных условий формирования и последующего преобразования минеральных парагенезисов [47, 106, 173].

На основе анализа огромного фактического материала среди породообразующих и акцессорных минералов по степени их радиоактивности можно выделить следующие четыре группы (рис. 40):

1. Слабордиоактивные главные породообразующие, преимущественно силикатные, минералы (кварц, калиевые полевые шпаты, плагиоклаз, нефелин), в строении кристаллических решеток которых ведущую роль играют главные петрогенные элементы (Si, O, Al).

2. Породообразующие, преимущественно меланократовые, минералы с нормальной или слабо повышенной радиоактивностью (биотит, амфиболы, пироксены). В кристаллических постройках этих минералов наряду с главными петрогенными элементами принимают участие Mg, Fe и др.

3. Повышенно-радиоактивные акцессорные и рудные минералы (апатит, эвдиалит, флюорит, ильменит, магнетит и др.). В узлах кристаллических решеток этих минералов ведущую роль начинают играть элементы с относительно низким кларком — $n \cdot 10^{-1}\%$ (P, Ti, F и др.).

4. Высокорадиоактивные акцессорные минералы (сфен, ортит, монацит, циркон, лопарит и др.), в строении кристаллических решеток которых принимают участие элементы с кларком $n \cdot 10^{-2}$ — $n \cdot 10^{-3}\%$ (Zr, Ce, La, Nb, Ta и др.).

Среди высокорадиоактивных акцессориев выделяются минералы с низким ($<1-2$) торий-урановым отношением (циркон, циртолит, сфен, иттриевый ортит) и высоким отношением тория к урану — $>15-20$ (алланит-ортит, монацит, торанит).

Форма нахождения урана и тория в минералах интрузивных пород неоднократно рассматривалась в советской и зарубежной литературе. В частности, микрорадиографические исследования, в особенности с помощью треков индуцированного деления, свидетельствуют о равномерном распределении части треков от осколков деления как в лейкократовых, так и в темноцветных породообразующих минералах. Исключение составляют участки вторичного перераспределения урана по трещинкам и включения акцессориев (главным образом в темноцветных минералах).

Некоторые авторы [92, 106] допускают изоморфное замещение ураном и торием кальция, в частности в плагиоклазе и биотите, при одновременном вхождении в решетку минералов редких земель (двойной изоморфизм) или повышенной активности элементов-примесей в расплаве (компенсационный изоморфизм по В. В. Щербине). По мнению многих исследователей [93 и др.], более правильным представляется захват урана и тория в ходе кристаллизации породообразующих минералов, что подтверждается сравнительно легкой извлекаемостью элементов из породообразующих минералов без разрушения их кристаллических решеток.

Форма нахождения урана и тория в акцессорных минералах со слабо повышенной радиоактивностью не ясна. Возможно, в некоторых из них (апатит, флюорит) имеет место изоморфное замещение ураном и торием кальция, хотя в других минералах (магнетите, гематите) с таким же уровнем радиоактивности подобное замещение, по-видимому, исключается и наиболее простым объяснением может быть предположение о механическом захвате атомов.

По мнению большинства исследователей [106, 173] и нашим данным в высокорадиоактивных акцессорных минералах (ортите, монаците и др.) уран и торий присутствуют главным образом в виде изоморфной примеси, замещая элементы с близким ионным радиусом (редкоземельные элементы, иттрий, цирконий и др.). При этом уран изоморфно замещает преимущественно цирконий (циркон, циртолит) и иттрий (сфен, иттриевый ортит), в то время как торий в цериевых ортитах и монацитах изоморфно замещает Ce^{+4} .

Различие в свойствах ионов U^{+4} и Th^{+4} приводит к существенному разделению урана и тория в акцессорных минералах, что, по-видимому, определяет присутствие в складчатых областях интрузивных образований с резко меняющимся торий-урановым отношением.

Кроме отмеченных форм нахождения элементов, в наиболее радиоактивных гранитоидах ($U \geq 5-10 \cdot 10^{-4}\%$, $Th \geq 40-50 \cdot 10^{-4}\%$) с низким содержанием редких земель и циркония устанавливаются собственно то-

риевые минералы (торианит, торит), а также субмикроскопические урановые и урано-ториевые выделения неизвестного состава и скопления урана и иногда тория по трещинам и в виде каемок, обрамляющих биотит и другие темноцветные минералы. Подобные формы нахождения элементов следует отнести к избыточным, не связанным с главными компонентами пород и аксессуориями. Наличие в гранитоидах свободного урана и тория является, по-видимому, очень важным признаком при оценке металлогенической роли геохимически специализированных интрузий.

В целом по величине абсолютного содержания урана и тория в минералах интрузивных пород можно выделить следующие минеральные ряды возрастающей радиоактивности:

Граниты: $O \rightarrow Or \rightarrow Pl \rightarrow Hl \rightarrow Bi \rightarrow Py \rightarrow Mg \rightarrow Fl \rightarrow Ap \rightarrow Ep \rightarrow Ti(?) \rightarrow Sph \rightarrow Zr \rightarrow Ort \rightarrow Mnz$.

Нефелиновые сенинты: $Or \rightarrow Ne \rightarrow Eg \rightarrow Arf \rightarrow Bi \rightarrow Mt \rightarrow Ti \rightarrow Evd \rightarrow Ap \rightarrow Zr$.

Габброиды: $Py \rightarrow Nb \rightarrow Pl \rightarrow Ol \rightarrow Bi \rightarrow Mt \rightarrow Or \rightarrow Ti \rightarrow Ap \rightarrow Zr$.

Таким образом, в интрузивных породах содержание урана и тория в минералах зависит от степени их распространенности: чем выше в породе содержание минерала, тем ниже его радиоактивность.

Отмеченная наиболее характерная радиогеохимическая особенность минералов проявляется вне зависимости от состава пород и первичного содержания элементов в расплаве. Она трудно объяснима с позиций изоморфизма и, по-видимому, может быть более правильно расшифрована исходя из представлений о деконцентрации и концентрации атомов различных, и прежде всего петрогенных, элементов в процессе минералообразования [123].

В геохимическом смысле длительность кристаллохимической дифференциации магматических расплавов приводит не к выравниванию концентраций урана и тория в различных минералах, а к возникновению резко контрастного дифференцированного распределения элементов. Характер распределения радиоактивных элементов между минералами интрузивных пород свидетельствует о том, что наряду с изоморфизмом в отдельных минералах не меньшую роль в геохимическом балансе урана и тория играет механический захват чуждых элементов минералами, тем больший, чем длительнее формируется минерал. В отечественной и зарубежной печати неоднократно рассматривались минеральные балансы урана и тория, которые свидетельствуют о весьма различном соотношении количеств радиоактивных элементов в различных группах минералов.

Важным фактором, определяющим минеральные балансы урана и тория, является абсолютное содержание элементов в интрузивных породах, в частности в гранитоидах. Можно выделить четыре основных типа распределения урана и тория в гранитоидах в зависимости от уровня их радиоактивности.

1. Слабордиоактивные ($U < 2-3 \cdot 10^{-4}\%$, $Th < 8-10 \cdot 10^{-4}\%$) интрузивные породы (габбро-диориты, плагиограниты и др.) габбро-плагиогранитовой и диорит-гранодиоритовой формаций с низкой радиоактивностью ($U < 2-3 \cdot 10^{-4}\%$; $Th \leq 10-15 \cdot 10^{-4}\%$) — подавляющая часть урана и тория приурочена к породообразующим минералам.

2. Граниты гранодиорит-гранитовой формации с нормальной радиоактивностью ($U \approx 3-4 \cdot 10^{-4}\%$ и $Th \approx 15-20 \cdot 10^{-4}\%$) — в породообразующих и аксессуарных минералах находятся примерно равные количества урана и тория.

3. Граниты гранитовой формации со слабо повышенной радиоактивностью ($U \approx 4-6 \cdot 10^{-4}\%$; $Th \approx 20-30 \cdot 10^{-4}\%$) — большая часть урана сконцентрирована в аксессуарных минералах.

4. Граниты (формация лейкократовых аляскитовых гранитов) с высокой радиоактивностью ($U \geq 5-6 \cdot 10^{-4}\%$; $Th \geq 30-40 \cdot 10^{-4}\%$) — существенная часть (30—50%) урана и тория находится в породе в свободном избыточном состоянии.

В отличие от глубинных условий в приповерхностной обстановке при резко ограниченном времени застывания пород возможности длительной миграции урана и тория и, следовательно, концентрация их атомов в одних минералах и деконцентрация в других резко ограничены. Последнее наиболее характерно для процессов формирования вулканических стекол, которые, по мнению ряда исследователей, представляют переохлажденные расплавы. В силу этого в них создаются благоприятные условия для «захоронения» (сохранения) воды, CO_2 , галоидов и других летучих компонентов, в том числе многих редких и рассеянных элементов, в частности урана и тория [205, 248 и др.].

Своеобразие условий кристаллизации магматических расплавов в приповерхностных условиях обуславливает принципиально иное поведение и распределение урана и тория в вулканических породах по сравнению с таковыми в интрузивных.

Образующиеся в результате процессов глубинной (интрателлурической) кристаллизации вкрапленники плагиоклаза, полевого шпата и кварца содержат незначительные количества урана и тория, обычно на порядок (а возможно, и на два порядка) меньше валового содержания элементов в породе [19, 205]. Доля урана, приходящаяся на вкрапленники кварца и полевых шпатов, обычно не превышает 5—10%. Так же как и в интрузивных породах, в вулканитах по данным изучения треков индуцированного деления фиксируется приуроченность некоторой части урана к трещинам, выполненным лимонитом, карбонатом, иногда гематитом и другими минералами. Появление этой формы нахождения урана связано, вероятно, с наложенными гидротермально-метасоматическими или гипергенными процессами.

Таким образом, принципиально иные условия кристаллизации вулканогенных пород приводят к значительно более равномерному распределению подавляющей части урана и тория.

В отличие от интрузивных образований в вулканитах, особенно в абсидианах, перлитах и других гиалиновых разностях, процессы геохимической миграции (концентрации и деконцентрации) урана и тория в ходе кристаллохимической дифференциации расплавов проявлены значительно слабее. Лучшая степень сохранности радиоактивных элементов в вулканических стеклах позволяет рассматривать их в качестве природных объектов, наиболее точно отражающих первичное содержание и характер распределения урана и тория в магматическом расплаве. Равномерное рассеяние урана и тория в основной массе вулканитов связано, вероятно, с быстрым механическим захватом элементов в результате скоротечных процессов близповерхностной кристаллизации расплавов.

Образующиеся при интрателлурической кристаллизации вкрапленники кварца, полевого шпата, плагиоклаза и даже темноцветных минералов (биотита) обеднены ураном и торием по отношению к основной массе. Формирование вкрапленников приводит к постепенному насыщению магматических расплавов летучими компонентами и некоторыми рудными элементами: ураном, литием, цезием, ниобием и др. [205]. При наиболее быстром застывании таких расплавов в виде абсидианов, перлитов и других эффузивных пород со стекловатой основной массой происходит сохранение содержаний урана и тория совместно с летучими. Именно с этим и связана, вероятно, повышенная радиоактивность вулканических стекол по сравнению с раскристаллизованными разностями, что отмечалось еще Дж. Адамсом [3] и другими исследователями.

Отмеченные выше особенности поведения урана и тория в вулканических стеклах и слабо раскристаллизованных вулканитах заставляют

критически отнестись к попыткам оценить истинное содержание урана и тория в расплаве по результатам исследования полнокристаллических интрузивных пород, формирующихся в глубинных условиях. Подобного рода оценки должны производиться, вероятно, с очень большой осторожностью.

Большая часть исследований по региональной радиогеохимии посвящена изучению содержания урана и тория в горных породах. Статистическая устойчивость ассоциаций и структурных взаимоотношений минералов, входящих в состав горных пород, простота опробования осадочных, магматических и метаморфических образований позволяют рассматривать радиогеохимические исследования на породном уровне организации вещества как наиболее доступные и достоверные для получения разносторонней информации о радиоактивности земной коры при построении радиогеохимических карт и разработке критериев ураноносности геологических формаций и структур.

Осадочные породы играют существенную роль в геохимическом балансе радиоактивных элементов, особенно урана, большая часть которого в приповерхностной зоне земной коры теснейшим образом связана с песчано-глинистыми и другими отложениями. Данные о содержании урана и тория в отдельных разновидностях осадочных пород опубликованы в многочисленных работах советских и зарубежных исследователей [10, 11, 27, 118, 220].

Результаты радиогеохимических исследований осадочных отложений свидетельствуют о широком диапазоне содержаний урана и тория и наличии ряда геохимически специализированных, обогащенных радиоактивными элементами комплексов пород. Закономерное появление этих комплексов в истории геологического развития подвижных поясов и чехла платформы знаменует становление эпох сингенетического накопления урана и тория, имеющих, по мнению некоторых исследователей, важное металлогеническое значение [7, 144, 180].

Формирование первично обогащенных ураном осадочных отложений (углеродисто-кремнистых сланцев, битуминозных известняков, каолинитов и др.) тесно связано с распределением и накоплением в зоне литогенеза органического вещества, на что неоднократно обращал внимание В. И. Вернадский. Среди осадочных пород с нормальным содержанием $C_{орг}$ ($< 0,3-0,5\%$) по радиоактивным свойствам выделяются пять групп: терригенные, кремнистые, карбонатные и соленосные отложения и каолиниты.

Среди выделенных групп пород наиболее высокое первичное содержание урана и тория (близкое к кларку) характерно для терригенных осадков: конгломератов, песчаников, глинистых сланцев. В ряду терригенных осадков, формирующихся в различных геоструктурных зонах земной коры, обнаруживается зависимость содержания урана и, в меньшей степени, тория от гранулометрического состава пород, выраженная в постепенном увеличении содержания урана в ряду конгломераты — песчаники — алевролиты — аргиллиты. Прямая зависимость содержаний урана и тория от количества глинистых частиц связана, вероятно, с их ролью как переносчиков тория и сорбентов урана.

Наряду с гранулометрическим составом большое значение в характере распределения и содержания урана в терригенных осадках имеет органическое вещество, хотя четкой корреляции между ураном и $C_{орг}$ в породах с нормальной радиоактивностью не наблюдается.

Торий-урановое отношение в терригенных осадках колеблется в широких пределах (от 2—3 до 5—10, реже выше). Ряд авторов [136, 220] допускают возможность использования торий-уранового отношения для определения фациальной принадлежности пород, считая, что высокие значения этого параметра характерны для грубозернистых осадков прибрежных фаций, возникших за счет накопления устойчивых к выветри-

ванию торийсодержащих акцессорных минералов. Вместе с тем, ряд данных свидетельствует о возможном увеличении отношения тория к урану в аргиллитах и окисленных песчаниках и конгломератах за счет частичного выноса урана.

Кремнистые и глинисто-кремнистые отложения (кремнистые сланцы, яшмы, кварциты) содержат значительно меньше урана и тория и отличаются пониженным торий-урановым отношением.

Незначительные количества урана и в особенности тория характерны для известняков и мергелей. Исключение составляют лишь битуминозные известняки платформенных, геосинклинальных и других областей, в которых уран (до $5-10 \cdot 10^{-4}\%$ иногда выше) ассоциирует с битумами. Между ураном и $C_{орг}$ в этих породах устанавливается прямая корреляционная связь.

Интенсивное разделение в зоне литогенеза урана и тория, существенно концентрирующихся в различных осадках, является характернейшей чертой осадочной геохимии радиоактивных элементов, которая особенно отчетливо проявляется в формировании геохимически специализированных комплексов. Среди осадочных отложений, первично обогащенных радиоактивными элементами, выделяются два резко различных радиогеохимических типа пород: 1) существенно ториеносные и ураноносно-ториеносные грубообломочные породы (конгломераты, гравелиты, песчаники) аллювиальных, прибрежно-морских и иных фаций; 2) существенно ураноносные, обогащенные фосфором или органикой, породы различного состава (известняки, сланцы, песчаники), формирующиеся в различных фациальных обстановках морских бассейнов.

Уран в таких породах обнаруживает тесную связь с $C_{орг}$ и P_2O_5 . С другими компонентами породы (силикатами, карбонатами Ca и Mg и окислами железа) уран находится в обратной зависимости (табл. 15).

Таблица 15

Коэффициенты парной корреляции

	Окислы железа	Карбонат	Пирит	$C_{орг}$	Силикаты	Уран	P_2O_5
Окислы железа	1,00	0,23	-0,54	0,68	0,41	-0,29	
Карбонаты Ca и Mg		1,00	-0,43	0,43	-0,20	-0,17	
Пирит			1,00	0,67	-0,55	0,27	
$C_{орг}$				1,0	-0,65	0,54	
Силикаты					1,0	-0,40	
Уран						1,0	0,5

Изучение распределения треков осколков индуцированного деления U^{235} в бомбардируемых тепловыми нейтронами шлифах показало, что уран присутствует в тех или иных количествах во всех компонентах углеродисто-кремнистых и углеродисто-глинистых сланцев [225]. Однако наиболее высокие содержания урана фиксируются в органико-пирит-глинистых комплексах.

В результате проявления различного рода наложенных процессов (автометаморфизма, гидротермального метасоматоза и др.) первично-осадочные и магматические породы претерпевают интенсивные изменения, в ходе которых резко меняется их химический состав и радиоактивность.

Наиболее значительными по масштабам и направленности миграции урана и тория в земной коре являются процессы регионального метаморфизма и ультраметаморфизма.

Среди метаморфических пород, слагающих области докембрийской складчатости, срединные массивы и геоантиклинальные поднятия, по содержанию урана и тория выделяются две группы образований: 1) слаборадиоактивные (мафические силикатные породы — амфиболиты, амфиболитовые сланцы, аподиабазы и др., кварциты и карбонаты — мраморы, кальцифиры); 2) породы с нормальной или слабо повышенной радиоактивностью (фельсические гнейсы, кристаллические сланцы, порфиroidы, мегаморфизованные песчаники). Разница радиоактивных

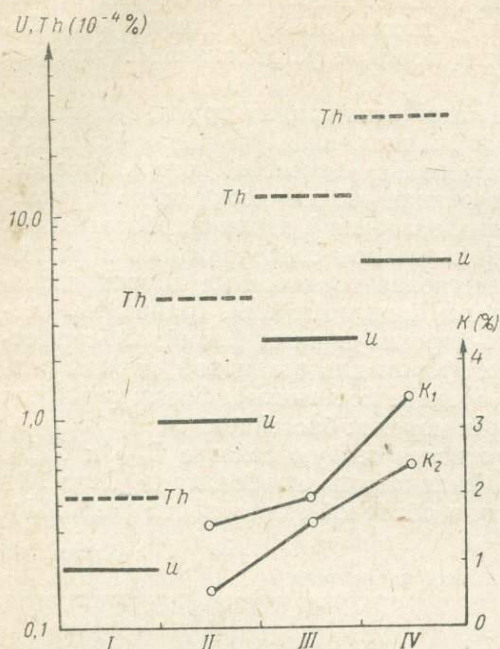


Рис. 41. Примерные уровни максимальных содержаний урана, тория и калия в минеральных парагенезисах с нормальной радиоактивностью различных фаций метаморфизма.

K_1 и K_2 — графики среднего содержания калия в метаморфических породах. Фации I — эклогитовая: гранат (пироп), пироксен; II — гранулитовая: гиперстен, плагиоклаз, гранат; III — амфиболитовая: плагиоклаз, амфибол, биотит, алмадин; IV — эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая: альбит, эпидот, хлорит, биотит, серицит.

сланцах эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Среди высокордиоактивных метаморфических пород выделяются существенно ураноносные ($Th/U < 2$) углеродистые или графитоносные сланцы, в которых повышенное содержание урана связано с процессами его сингенетического накопления, и ториеносные ($Th/U > 4-5$) биотит-плагионоклазовые ортогнейсы и порфиroidы (Австралия — Рам Джангл и др.). Уровень радиоактивности роговообманковых и биотит-роговообманковых гнейсов и кристаллических сланцев амфиболитовой фации несколько ниже, а минимум содержания урана и тория в фельсических породах фиксируется в гиперстенных и гиперстен-плагионоклазовых гнейсах и сланцах гранулитовой фаций. Закономерное уменьшение содержания урана и тория в гнейсах и кристаллических сланцах в различных фациальных зонах метаморфизма отчетливо фиксируется как по средним значениям элементов для метаморфических пород щитов и массивов, так и по материалам изучения отдельных толщ, породы которых метаморфизованы от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фаций [233]. Падение радиоактивности фельсических пород увязывается так-

свойств этих двух групп пород хорошо увязывается с различием их первичного химического состава. Характерной особенностью продуктов метаморфизма второй радиогеохимической группы является избыточное содержание SiO_2 , K_2O , CO_2 , H_2O , что приводит к появлению таких минералов, как калиевый полевой шпат, биотит, серицит. В фельсических гнейсах и кристаллических сланцах наряду с накоплением петрогенных элементов важным фактором, определяющим уровень содержания радиоактивных элементов, является степень метаморфизма пород — структурные особенности минеральных парагенезисов, возникающих в различных термодинамических обстановках (рис. 41).

Наиболее высокие содержания радиоактивных элементов, но не превышающие обычно $6 \cdot 10^{-4} \%$ (уран) и $25-30 \times 10^{-4} \%$ (торий), фиксируются в фельсических метаморфических породах, богатых калием — биотит-полевошпатовых гнейсах и кварц-серицитовых

же с потерей породами воды и углекислоты при дегидратации минералов (высушивание, по А. Г. Судовикову) и возникновении минеральных парагенезисов с повышенной плотностью кристаллических структур.

Уменьшение радиоактивности фельсических горных пород отмечается также в процессе прогрессивного контактового метаморфизма в зонах ороговикования и скарнирования [57, 183]. Особенно велика потеря урана породами на фоне отторжения углекислоты и воды и выгорания органического вещества при контактовом метаморфизме первично обогащенных рудными элементами битуминозных и углеродистых осадков. Содержание урана и тория в мафических породах (амфиболитах, амфиболовых гнейсах и сланцах, аподиабазовых порфиритах), возникающих за счет метаморфизма главным образом вулканитов основного состава, является повсеместно низким и не зависит от фаций метаморфизма. Это обстоятельство, по-видимому, объясняется тем, что содержание радиоактивных элементов в первичных минеральных парагенезисах и минеральных ассоциациях по сравнению с последующими продуктами метаморфизма (вплоть до гранулитовых фаций) является недосыщенным. Минимальными количествами урана и тория среди метаморфических пород характеризуются эклогиты [232].

В целом, в метаморфических породах — продуктах регионального динамотермального и контактового метаморфизма — содержание урана и тория является различным лишь для образований, метаморфизованных в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. В продуктах более высоких ступеней метаморфизма (гранулитовые фации) содержание радиоактивных элементов практически выравнивается во всех типах пород.

Наиболее разнообразно содержание урана и тория в ультраметаморфических образованиях. С первой стадией анатектической гранитизации (в условиях высокой амфиболитовой и гранулитовой фаций при ограниченной роли процессов калишпатизации) связано формирование преимущественно гиперстеновых гранодиоритов и плагмогранитов и мигматитов чарнокитового комплекса, богатых кальцием и бедных радиоактивными элементами. Содержание урана и тория в чарнокитах обычно не превышает их количеств в гиперстеновых и других гнейсах и кристаллических сланцах гранулитовых фаций.

Для продуктов второй стадии гранитизации и мигматизации метаморфических пород, протекающей обычно в несколько фаз, характерно формирование неравновесных минеральных парагенезисов с существенным привнесом ряда компонентов, в частности калия, в результате проявления процессов кремне-калиевого метасоматоза. В результате этого продукты микроклинизации — палингено-метасоматические и интрузивно-анатектоидные образования последних стадий — наиболее обогащены калием, ураном и торием. В калишпатизированных порфиробластических гнейсах, аляскитовых гранитах и особенно пегматитах, как правило, резко увеличивается торий-урановое отношение за счет большого количества ториеносных аксессуариев (торита и монацита).

Радиогеохимические особенности магматических пород складчатых и платформенных областей изучены наиболее детально. Наряду с детальным изучением целого ряда интрузивных массивов [1, 2, 92, 172], составлены сводки по содержанию урана и тория как в отдельных телах интрузивных и эффузивных пород, так и в магматических образованиях в целом [36, 173 и др.].

Для изверженных пород известково-щелочной серии наиболее характерной радиогеохимической особенностью является постепенное возрастание содержания урана и тория в ряду ультраосновных породы → основные → средние → кислые, пропорциональное росту кремнезема и калия (табл. 16). При этом количество урана и тория в отдельных груп-

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

Тип пород, район	U ($10^{-4}\%$)	Th ($10^{-4}\%$)	Th/U
<i>Интрузивные породы</i>			
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
Плагииграниты (K—Na) . . .	2,7	9,6	4,0
Граниты (K—Na)	4,5	18,0	4,0
Щелочные граниты (K—Na)	6	25	4,0—5,0
<i>Эффузивные породы</i>			
Диабазы, базальты	0,7	2,3	3,2
Андезиты	1,2	4,0	3,3
Дациты	2,5	10,0	4,0

пах (типах) изверженных пород различается практически на порядок. Среди магматических образований известково-щелочной серии повышенное содержание урана и тория, превышающее кларк, и наличие избыточных форм элементов характерно лишь для кислых пород (гранитов и липаритов).

Наиболее сложным является распределение урана и тория в гранитоидных породах, среди которых Л. В. Комлевым еще в 50-х годах выделено несколько радиохимических типов.

Главными являются следующие:

1. Нормально-радиоактивные граниты (K—Na) с близким к кларку содержанием урана и тория и средним торий-урановым отношением (2,5—4,5).

2. Повышенно-радиоактивные граниты при ясно выраженном недостатке урана ($Th/U \geq 6-10$). Подобного рода граниты часто приурочены к метаморфическим выступам, сложенным породами карбонатного состава.

3. Высокорадиоактивные лейкократовые граниты редкометалльного типа с повышенным содержанием урана, тория, бериллия, молибдена, вольфрама. Торий-урановое отношение в гранитах варьирует в широких пределах. Наиболее распространены лейкократовые граниты с повышенным торий-урановым отношением (5—10).

4. Высокорадиоактивные существенно ториеносные аляскитовые граниты ($Th/U \geq 10$).

5. Слабордиоактивные граниты (гранодиориты, плагииграниты), богатые кальцием и натрием ($K < Na$) и бедные ураном и торием (торий-урановое отношение, как правило, меньше 2—3). В настоящее время среди слабордиоактивных плагиигранитов установлены различия с повышенным торий-урановым отношением (> 5) — гранодиориты и плагииграниты.

Наиболее высокое содержание урана и тория (до $50-100 \cdot 10^{-4}\%$) фиксируется в щелочных эгириновых и других гранитах посторогенных стадий развития подвижных поясов, включая периоды тектоно-магматической активизации. Наиболее резкая разница в радиоактивности намечается между гранитами, богатыми кальцием, — плагииграниты ($U \approx 1,5-3,0 \cdot 10^{-4}\%$, $Th \approx 5-15 \cdot 10^{-4}\%$) и бедными кальцием, с высоким содержанием калия ($U \approx 4-10 \cdot 10^{-4}\%$, $Th \approx 20-50 \cdot 10^{-4}\%$).

В вулканогенных породах известково-щелочной серии тенденция роста радиоактивности с увеличением кислотности пород проявлена еще отчетливее (см. табл. 16). Это связано с более устойчивым содержанием урана в однотипных по составу вулканогенных породах. Следует лишь отметить постоянно повышенное содержание урана и тория и несколько пониженное торий-урановое отношение в вулканических стеклах по сравнению с раскристаллизованными разновидностями вулканитов. И наконец, для отдельных слабодифференцированных блоков континентальной части земной коры и океанических впадин типично пониженное содержание урана и тория и низкое торий-урановое отношение (1—2) в изверженных породах разного состава: базальтах, андезитах, дацитах [69, 234].

Магматические образования повышенной щелочности (интрузивные и эффузивные) в общем случае характеризуются более высокой радиоактивностью по сравнению с близкими по кислотности породами известково-щелочной серии, что отмечается как в ультраосновных — щелочных породах (меймечитах, мельтейгитах и др.) так и в трахитах и трахилипаритах. Возможно, что в ряде случаев повышенная радиоактивность щелочных пород обусловлена широко проявленными постмагматическими процессами, главным образом щелочным метасоматозом.

В щелочных породах отсутствует также прямая корреляционная зависимость между содержанием урана и тория, с одной стороны, и калия — с другой. В петрогенных компонентах наиболее четкая связь радиоактивности фиксируется с коэффициентом агапайности. Как правило, миаскитовые нефелиновые сиениты по сравнению с агапайтовыми отличаются меньшим содержанием урана и в особенности тория.

В целом среди магматических комплексов намечается несколько типов пород, содержание урана в которых выше «критического» уровня ($\approx 4,5—5,0 \cdot 10^{-4}\%$), до которого сохраняется прямая пропорциональная зависимость содержания элемента от петрогенных компонентов (SiO_2 , K_2O и др.). В подобного рода породах фиксируется, как правило, высокое содержание легкоизвлекаемого урана [121], наличие «свободных» форм элемента (вне кристаллических структур породообразующих и аксессуарных минералов). С такими породами (лейкократовыми гранитами, рибекитовыми гранитами, ультраосновными — щелочными породами — мельтейгитами, меймечитами и др., нефелиновыми сиенитами, трахитами и трахилипаритами, кислыми вулканическими стеклами) связано интенсивное перераспределение урана и тория при грейзенизации (лейкократовые граниты), щелочном метасоматозе (нефелиновые сиениты, меймечиты) и других типах изменений, свидетельствующее о геохимической специализации интрузивных и вулканогенных образований.

Радиогеохимические особенности геологических формаций рассмотрены лишь в единичных работах.

Характерной геохимической особенностью геологических формаций геосинклинально-складчатых областей является более высокое содержание урана и тория в терригенных и кремнисто-терригенных формациях миеосинклиналей по сравнению с эвгеосинклинальными отложениями. Для первых характерно, в частности, наличие углеродисто-кремнистых и углеродисто-глинистых субформаций, существенно обогащенных ураном, ванадием, фосфором и другими элементами.

Радиогеохимическое различие осадочных и осадочно-вулканогенных формаций различных стадий развития подвижных поясов наиболее четко проявляется в содержании тория и торий-урановом отношении, которое является максимальным в посторогенных терригенных и вулканогенно-терригенных формациях верхней молассы. Специфическая радиогеохимическая особенность молласоидных формаций обусловлена повышенным содержанием обломков ториеносных аксессуарных минералов и частичным выносом урана из хорошо проницаемых осадочных отложений.

Терригенные, галогенно-терригенные и карбонатные формации краевых прогибов и субплатформенных наложенных впадин отличаются, как правило, пониженным содержанием урана и тория и низким торий-урановым отношением. В целом для подвижных поясов намечается тенденция постепенного уменьшения радиоактивности осадочных формаций от геосинклинальной стадии к посторогенной и субплатформенной.

Для магматических формаций геосинклинально-складчатых областей типична обратная зависимость содержания урана и тория от времени формирования интрузий и вулканитов. В частности, наименьшая радиоактивность наблюдается в интрузивных (гипербазитовые, габбро-плагиогранитовые) и эффузивных (спилито-диабазовые и спилито-кератофировые) формациях геосинклинальной стадии развития подвижных поясов земной коры.

Низкое содержание урана и тория и слабо проявленное накопление в конечных (более кислых) продуктах магматической дифференциации характерны и для завершающих геосинклинальную стадию развития габбро-плагиогранитовых формаций. Богатые кальцием кварцевые диориты, плагиограниты и другие породы данной формации, почти повсеместно отличающиеся повышенным содержанием глинозема, весьма низкой щелочностью при явно выраженной натриевой специализации, а также пересыщенностью гранитных разностей кремнеземом, в различных регионах имеют близкое содержание урана, в то время как концентрация тория меняется в широких пределах.

Общей радиогеохимической особенностью магматических формаций геосинклинальной стадии развития подвижных поясов является низкое первичное содержание урана и тория в ультраосновных, основных и умеренно кислых магмах, близкий характер поведения урана и тория и слабо проявленное накопление элементов в конечных продуктах магматической дифференциации. Инертность в геохимическом поведении урана и тория в процессе магматизма геосинклинальной стадии может быть объяснена низким первичным содержанием элементов в расплаве, общее количество которых, как правило, ниже того предела, который может быть достигнут при их вхождении в кристаллические структуры породобразующих минералов.

С орогенной (инверсионной) стадией развития подвижных поясов связано формирование крупных многофазных интрузий (батолитов) гранитоидов нормального ряда гранодиорит-гранитовой и гранитовой формаций. Для этих формаций характерно нормальное (близкое к кларку) или слабо повышенное содержание урана и тория.

В генетически связанных сериях биотитовых и других гранитов, входящих в состав этих формаций, наблюдается в большинстве случаев четко выраженная концентрация урана и тория в самых молодых породах, главным образом лейкократовых гранитах второй или третьей фаз внедрения и пегматитах.

Можно отметить некоторые главнейшие особенности этого процесса:

а) обогащение ураном и торием конечных дифференциатов складчатых интрузий гранитов наблюдается на фоне относительно небольшого увеличения кислотности пород и содержания калия;

б) накопление урана происходит, как правило, быстрее тория, в связи с чем в более поздних продуктах магматической дифференциации отмечается уменьшение торий-уранового отношения;

в) увеличение концентрации радиоактивных элементов ослабевает в самые заключительные стадии образования гранитоидных формаций (в дайках аплитов и гранит-порфиоров).

Среди магматических образований завершающих периодов развития подвижных поясов наиболее распространены вулканогенные породы различных фаций глубинности, которые объединяются в несколько формаций: базальто-андезитовую, трахиандезитовую или андезитовую,

андезито-дацитовую, липаритовую и др. Общей радиогеохимической особенностью вулканических и вулканогенных формаций постинверсионной стадии развития подвижных поясов является значительно более высокий уровень содержания урана, тория и калия по сравнению с аналогичными по кислотности геосинклинальными эффузивами.

Наиболее высокое содержание урана и тория характерно для постинверсионной гранит-лейкогранитовой формации, в составе которой выделяется два радиогеохимических типа пород: с высоким торий-урановым отношением ($\geq 5-10$) и пониженным ($\leq 2-3$). Зависимость поведения урана и тория от времени образования магматических формаций подвижных поясов свидетельствует о наличии ряда радиогеохимических ритмов, каждый из которых характеризуется постепенным увеличением содержания урана и тория в более молодых изверженных породах, отражая закономерную смену состава пород от основных к кислым. В первый наиболее продолжительный радиогеохимический ритм были сформированы изверженные породы геосинклинальной и раннеорогенной стадий развития подвижных поясов. С более поздними (поздние и посторогенными) проявлениями магматизма связано наличие одного или нескольких непродолжительных, но более сложных радиогеохимических ритмов, в которых фиксируются геохимические эпохи накопления урана и тория в вулканогенных (липаритовой и трахитовой) и интрузивных (гранит-лейкогранитовой) формациях.

Установленная принадлежность характерных радиогеохимических ритмов [2, 146] находит подтверждение не только в большинстве изученных палеозойских складчатых областей, но и на щитах.

Наиболее распространенная магматическая формация платформенной стадии развития земной коры (трапповая) в различных частях континентов имеет близкие содержания урана и тория, что свидетельствует о значительной однородности вещественного состава областей питания магм, расположенных, по-видимому, в пределах базальтового свода.

Более высокий уровень радиоактивности характерен для вулканитов повышенной щелочности (трахибазальтовая формация), отдельные представители которых (трахилипариты) имеют высокое торий-урановое отношение.

Таблица 17

Уровни организации вещества литосферы и их радиогеохимическая характеристика

Уровни организации	Пределы колебаний содержания урана и тория (%)	Связь с петрогенными компонентами	Применение
Минеральный	$n \cdot 10^{-7} - n \cdot 10$	Отсутствуют	Изучение формы нахождения урана и тория. Оценка руд
Породный	$n \cdot 10^{-6} - n \cdot 10^{-2}$	Связь с SiO_2 , K_2O , $\text{C}_{\text{орг}}$ и др. (средняя)	Выделение геохимически специализированных комплексов
Формационный (формации и ряды формаций)	$n \cdot 10^{-5} - n \cdot 10^{-4}$	Связь с SiO_2 , K_2O (сильная)	Выделение геохимических эпох (формаций) и провинций (ряды формаций)
Оболочечный	$n \cdot 10^{-4}$	То же	Определение кларков элементов и вертикальной зональности земной коры

Распределение урана и тория в геологических формациях свидетельствует о еще большей зависимости содержания радиоактивных элементов от кремнезема и калия, а для осадочных формаций — от фосфора и органического вещества. Следует отметить также значительно меньший диапазон средних цифр содержаний элементов (табл. 17). В целом при рассмотрении среднего содержания и распределения урана и тория в минеральном веществе различных уровней организации видно, что от минералов к земным оболочкам постепенно уменьшается диапазон вариации радиоактивности геологических объектов и увеличивается сила связи радиоактивных элементов с главными петрогенными компонентами: кремнием, кислородом, калием и другими.

Содержание радиоактивных элементов в минералах, горных породах и геологических формациях различных структурных зон имеет существенные провинциальные особенности, зависящие от тектонического развития регионов и других факторов. Эти особенности для главнейших типов структур континентальной части земной коры рассмотрены в последующих главах.

ГЛАВА VII

РАДИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ДОКЕМБРИЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

В геологическом строении докембрийских складчатых областей обособляются пять структурно-формационных комплексов, ассоциации геологических и рудных формаций которых отражают особенности главнейших геотектонических режимов и соответственно геологических и металлогенических эпох: архейской (более 2800 млн. лет), раннепротерозойской (1900—2800 млн. лет), среднепротерозойской (1600—1900 млн. лет), позднепротерозойско-палеозойской (200—1600 млн. лет) и мезозойско-кайнозойской.

Архейская металлогеническая эпоха в целом характеризуется слабым проявлением рудоконцентрирующих процессов, связанных главным образом с влиянием регионального метаморфизма и ультраметаморфизма в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. В раннепротерозойскую металлогеническую эпоху формирование рудных концентраций урана и тория обусловлено сочетанием процессов осадконакопления и метаморфизма амфиболитовой и отчасти зеленосланцевой фации, с одной стороны, и гранитизации с сопутствующими ей метасоматическими преобразованиями — с другой. Ураноносность среднепротерозойской металлогенической эпохи определяется кластогенным седиментогенезом и в меньшей степени связана с ультраосновным щелочным и щелочно-гранитоидным интрузивным магматизмом. Платформенный период развития щитов и массивов характеризуется проявлением как экзогенных концентраций радиоактивных элементов, так и эндогенного гидротермального оруденения, связанного с областями тектоно-магматической активизации.

Выявление радиогеохимических поисковых критериев урановой минерализации в пределах докембрийских складчатых областей представляет значительные трудности из-за неоднократного проявления различного рода наложенных процессов (регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и гранитизации, гидротермального метаморфизма и т. д.) на первичные осадочные и магматические породы.

Работами последних лет установлено, что перечисленные эпигенетические процессы развиты на значительных площадях и приводят к существенному перераспределению радиоактивных и других элементов. На примере многих районов доказано, что по мере увеличения степени про-

грессивного регионального метаморфизма вне зависимости от возраста пород наблюдается уменьшение их радиосактивности, что связано с выносом урана и тория в зонах проявления эклогитовой, гранулитовой и отчасти амфиболитовой фаций.

По предварительным данным на всех этапах регрессивной стадии метаморфизма фиксируется привнос радиоактивных элементов [175]. При этом концентрации урана и тория в однотипных породах, претерпевших одинаковую степень метаморфизма прогрессивной и регрессивной стадий, близки. В условиях различных фаций метаморфизма наименьшие содержания урана и тория фиксируются в андезит-диабазовых и карбонатных формациях раннего докембрия, что, по-видимому, связано с изначальной бедностью соответствующих пород радиоактивными элементами.

Большая часть урана и тория, вынесенных из глубинных зон метаморфизма, очевидно, фиксируется в породах амфиболитовой и отчасти зеленосланцевой фаций и возникающих в зонах их проявления гранитоидах ультраметаморфического происхождения.

На всех этапах гранитизации происходит заметное перераспределение урана и тория [58], которое может выражаться как в уменьшении среднего содержания и изменении величины коэффициента вариации в породах плагιοгранит-чарнокитовых формаций (архей), так и в возрастании содержания и неравномерности распределения радиоактивных элементов при микроклинизации и образовании пород мигматит-гранитовых и гранитовых формаций (главным образом ранний протерозой). Миграция и концентрация элементов в процессе ультраметаморфизма происходит различным путем: для урана возрастает роль подвижной составляющей в основном за счет кварц-полевошпатовой фракции пород, а торий концентрируется главным образом в акцессорных минералах. Содержание урана в чарнокитах, плагιοгранитах и мигматитах обычно соответствует его концентрации во вмещающих гнейсах и кристаллических сланцах, в то время как микроклиновые граниты и мигматиты в основном характеризуются сравнительно повышенными (на 20—60% и более) концентрациями урана и тория.

По суммарному эффекту процессов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма в докембрии обособляются области и блоки в различной степени геохимически дифференцированные. С одной стороны, выделяются области развития изначально бедных ураном и торием карбонатных осадков, кварцитов и вулканитов основного и среднего состава. В радиогеохимическом отношении к ним близки районы распространения слаборадиоактивных высокометаморфизованных гиперстенных гнейсов и им подобных пород, а также чарнокитов и плагιοгранитов. Эти области, кроме того, обладают и наименьшими потенциальными условиями для миграции элементов, что обусловлено преобладанием трудноподвижных форм нахождения урана и тория в ведущих типах геологических формаций. С другой стороны, при картировании выделяются области со средними концентрациями радиоактивных элементов, сложенные метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций осадочными, преимущественно терригенными, отложениями, в составе которых нередко присутствуют разности, обогащенные ураном, — филлиты, графитоносные сланцы, конгломераты и др. И, наконец, максимальное содержание урана и тория при очень неоднородном их распределении свойственны областям многократного проявления процессов гранитизации, телескопированных в ряде случаев с осадочными породами, первично обогащенными ураном и торием.

Различие в содержании и неоднородность распределения урана и тория в кристаллических породах этих областей еще усиливаются в результате проявления в верхнем протерозое, палеозое и мезозое процессов тектоно-магматической активизации, с которыми может быть

связано становление высокорадиоактивных интрузий повышенной щелочности и альбититовых и иных метасоматитов с урановой или редкометальной минерализацией. Как правило, в этом случае геохимически специализированные области секут по простиранию метаморфические толщи и приурочены к активизированным блокам фундамента, ограниченными зонами поперечных глубинных разломов.

Перечисленные области преимущественного развития тех или иных геологических формаций отвечают выделенным нами слабодифференцированным, дифференцированным и высокодифференцированным радиогеохимическим провинциям. Их выделение представляет главную задачу при составлении обзорных мелкомасштабных карт (1 : 1 000 000—1 : 2 500 000).

Положение дифференцированных и высокодифференцированных провинций контролирует размещение конкретных ураноносных и ураноториеносных структурно-металлогенических зон [151]. При их выделении по результатам среднемасштабных и детальных геохимических съемок необходимо учитывать особенности характерных для докембрия типов урановорудных формаций.

Анализ особенностей распределения урана и тория в горных породах и закономерности миграции этих элементов показывают, что наиболее распространена в раннем докембрии мелкогнездовая ториевая и урано-ториевая минерализация в гранитах и пегматитах (монацитовый, бреггерит-торитовый и уранинит-торитовый минеральный типы). Наиболее благоприятны для ее локализации области интенсивного проявления процессов гранитизации (рис. 42), которые геохимически характеризуются высокой общей радиоактивностью пород (среднее содержание в гранитах $U=3-8 \cdot 10^{-4}\%$, $Th=30-80 \cdot 10^{-4}\%$), постоянным резким преобладанием тория над ураном ($Th/U \geq 6-10$) и высокими содержаниями калия в породах (4—8%).

Концентрация тория в рудных гнездах в 30—500 раз превышает фоновые значения, урана — только в 5—30 раз и редко в 100 раз. $Th/U \approx 20$ и лишь в отдельных рудопоявлениях уменьшается до 1—5.

В ассоциацию характерных элементов-спутников тория и урана входят R, Zr, Ce, La и Pb в количествах, превышающих средние значения для гранитоидов в 2—10 раз.

Собственно урановая минерализация в гранитах и пегматитах раннего докембрия представлена уранинитовым типом. По своим масштабам она в отдельных случаях представляет промышленный интерес. Решающая роль в формировании месторождений принадлежит процессам кремний-калиевого и кремниевое метасоматоза, связанных с завершающими стадиями гранитообразования.

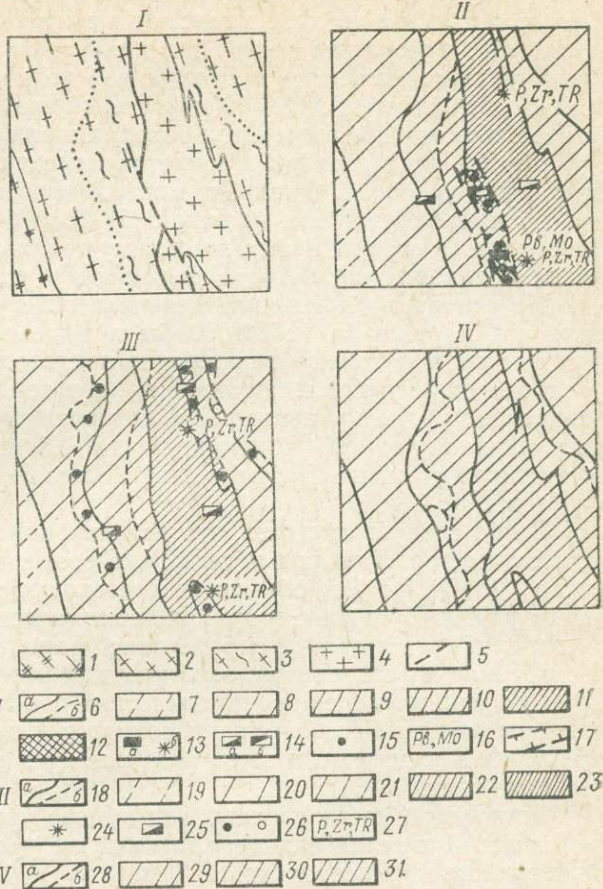
Ураноносные граниты и пегматиты, так же как и ториевые, приурочены к областям интенсивного проявления гранитизации, чаще всего пространственно совпадают (см. рис. 42) и имеют общие геохимические признаки. В этом случае возможно выделение существенно ураноносных участков и зон по наличию аномально повышенных концентраций урана ($\geq 50 \cdot 10^{-4}\%$), низким значениям торий-уранового отношения в локальных зонах ($\leq 2,0$), значительной доли легкоподвижного урана в породах ($U_{лп} \geq 30\%$) и ореолов концентрации характерных элементов-спутников (Mo, Pb, Cu и др.). Ширина таких аномальных геохимических зон измеряется от 50—100 м до 0,5—2 км при протяженности от сотен метров до 20 км.

Наиболее интересные в промышленном отношении эндогенные концентрации урана в докембрии связаны с проявлением гидротермально-метасоматических процессов. В результате их появляются месторождения урана смолково-ненадквит-браннеритового, уранинит-смолкового, давидитового, смолково-аршиновит-апатитового и других минеральных типов.

Месторождения урана этих типов размещаются в различных по составу породах, имеют свои характерные особенности геологического строения, специфический минеральный состав руд и различные источники рудного вещества. Однако всем им присущи и некоторые общие особенности: близкий механизм рудоотложения, общность состава рудоносных растворов (щелочи, углекислота), ограниченный элементный состав руд и др.

Рис. 42. Фрагмент среднемасштабной радиогеохимической карты района развития раннего докембрия с проявлением циркон-монацитов и уранинитовой минерализации в гранитах.

I. Геологические данные: 1 — кварциты; 2 — амфиболовые и биотит-амфиболовые гнейсы; 3 — амфиболовые и биотит-амфиболовые гранитизированные гнейсы; 4 — анатектоидно-метасоматические микроклиновые граниты; 5 — зоны разломов. Геохимические данные. II. Уран: 6 — геологические контуры (а) и границы площадей с различным содержанием урана в пределах однотипных пород (б); 7—12 — площади развития горных пород с нормальным содержанием урана (%): (0,5 — 1,5) · 10⁻⁴, (1,5 — 2,5) · 10⁻⁴, (2,5 — 3,5) · 10⁻⁴, (3,5 — 5,0) · 10⁻⁴, (5 — 10) · 10⁻⁴, (10 — 25) · 10⁻⁴; 13 — рудопроявления урана и тория: а — уранинитовый тип, б — циркон-монацитовый тип; 14 — участки радиометрических аномалий: а — с ториевой (Th/U > 5) и б — урановой (Th/U < 0,1) природой радиоактивности; 15 — участки повышенных концентраций урана в горных породах ($X > X_{нф} + 3\delta$); 16 — элементы-спутники урана и тория; 17 — зоны привноса урана. III. Торий: 18 — геологические контуры (а) и границы площадей с различным содержанием тория в пределах однотипных пород (б); 19—23 — площади развития горных пород с нормальным содержанием тория (%): < 5 · 10⁻⁴, (5 — 10) · 10⁻⁴, (10 — 15) · 10⁻⁴, (15 — 25) · 10⁻⁴, (25 — 50) · 10⁻⁴; 24 — рудопроявления тория (Th/U > 10); 25 — участки радиометрических аномалий с ториевой природой радиоактивности (Th/U > 5); 26 — участки повышенных ($X > X_{нф} + 3\delta$) и пониженных ($X < X_{нф} - 3\delta$) концентраций тория в горных породах; 27 — элементы-спутники тория. IV. Калий: 28 — геологические контуры (а) и границы площадей с различным содержанием калия в пределах однотипных пород (б); 29—31 — площади развития горных пород с нормальным содержанием калия (%): 2—3, 3—4, 4—8.



Нами в качестве обобщающего примера было закартировано геохимически одно из месторождений урана в альбититах, относящееся к смолково-ненадкевит-браннеритовому типу.

Месторождение урана раннепротерозойского возраста и располагается в зоне сложностроенного долгоживущего разлома в экзоконтакте крупного массива гранитов. Главные разновидности пород района характеризуются нормальными концентрациями радиоактивных элементов и только в небольших телах гранитов, которые рассматриваются как завершающие члены комплекса, содержание урана увеличивается в 1,5—2 раза. Специфической особенностью этих гранитов является также пониженная величина торий-уранового отношения (в 2 и более раза) и возросшая роль подвижной составляющей урана ($\geq 30\%$).

Дальнейшая миграция и концентрация урана связана с проявлением дислокационного метаморфизма и развитием щелочного (натриевого)

метасоматоза. При диафторезе в зонах рассланцевания и катаклаза в эпидот-хлоритовых тектонитах происходит существенное перераспределение радиоактивных элементов с переходом урана в миграционно-способные формы. Именно этот уран в дальнейшем вовлекается гидротермально-метасоматическими растворами в рудный процесс. Концентрация урана связана главным образом с натриевым метасоматозом (альбитизацией), приводящим к направленному росту содержаний урана (в 3—5 раз и более) и ряда других элементов (Na, Pb, Zr, Be, Ti и др.) во всех типах пород по мере нарастания интенсивности метасоматического процесса. Содержание тория при альбитизации пород не претерпевает существенных изменений, в связи с чем величина торий-уранового отношения уменьшается от 5—10 и более в неизмененных породах до 2,5 и менее в альбит-микроклиновых породах и альбититах.

Весьма показательным является изменение в метасоматитах и соотношения щелочей. В альбит-микроклиновых породах и альбититах натрия преобладает над калием в 5—10 и более раз. Рудоотложение происходит в ограниченных по объему телах альбититов после их катаклаза и падения щелочности растворов и усиления роли углекислоты.

На основании комплекса перечисленных признаков на радиогеохимической карте м-ба 1 : 200 000 была выделена региональная геохимическая зона, в которой неоднократно происходило изменение первичного распределения урана и постепенная его концентрация. В пределах ее конкретные рудные участки располагаются внутри отдельных протяженных (длиной до 2,5 и шириной до 0,5 км) зон привноса урана, составляющих менее 5% от общей площади региональной геохимической зоны.

Особо следует отметить, что детальное изучение первичных ореолов на этом месторождении показало, что размеры ореолов элементов-спутников (Pb, Ti, Zr, Be) обычно не превышают размеры ореолов концентрации урана. В связи с этим при геохимических поисках более показательным является прямое определение урана, а данные по спутникам целесообразно использовать в основном для разбраковки аномалий. Помимо этого, при проведении геохимических поисков следует учитывать, что размеры зон привноса урана и сопутствующих элементов значительно превышают (в десятки и сотни раз) размеры первичных ореолов рудных тел и их групп.

Достоверно установленных зон выноса урана, кроме тектонитов амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, на уровне формирования месторождений не зафиксировано.

В связи с переходом областей докембрийской складчатости к проторогеному и платформенному типу развития резко меняется и тип рудообразующих процессов. В этот период главенствующее значение приобретают экзогенные концентрации радиоактивных элементов.

Примеры радиогеохимического картирования осадочных сингенетических концентраций урана в обобщенном виде рассматриваются в гл. IX, посвященной изучению платформенных областей. Здесь мы только отметим, что известные промышленные месторождения урана в конгломератах и гравелитах (Витватерсранд и Блайнд-Ривер) по имеющимся минералого-геохимическим данным четко выделяются при среднемасштабном геохимическом картировании выдержанными протяженными (первые километры и более) зонами сингенетического накопления урана (уранинит, браннерит) и последующего эпигенетического обогащения (тухолит, антраксолит, урановые черни и др.).

Формирование промышленных концентраций урана гидротермально-геогенеза в областях развития докембрия преимущественно связано с эпохами тектоно-магматической активизации (палеозойской, мезозойской и др.). В эти же эпохи на щитах и в перикратонных прогибах происходит формирование осадочно-эпигенетических концентраций урана.

Геохимические поисковые признаки этих типов месторождений и, соответственно, особенности методики их картирования рассматриваются в последующих главах.

ГЛАВА VIII

РАДИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ФАНОРОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Радиогеохимический облик и металлогеническая специализация геологических формаций фанерозойских складчатых областей связаны с особенностями миграции урана и тория в ходе проявления широкой гаммы эндогенных (магматизм, метаморфизм, метасоматоз) и экзогенных (седиментогенез, выветривание) процессов. Урановая и ториевая минерализация в пределах структур связана с завершающими постинверсионными стадиями развития складчатых областей и обусловлена проявлением в этот период метасоматического преобразования пород, геохимически благоприятных для перераспределения или накопления рудных элементов. Возникновение геохимически специализированных типов пород обусловлено спецификой тектонического развития геосинклинально-складчатых областей и формированием различных по вещественному составу геологических формаций.

В структуре складчатых областей наиболее существенными являются различия радиогеохимических черт демиссионных и инверсионных зон. В пределах демиссионных зон (зон опускания), в свою очередь, характерны различия в радиоактивности пород эв- и миогеосинклиналей. Несмотря на некоторые существующие разногласия во взглядах на выделение эв- и миогеосинклинальных зон [22, 65, 85, 211] и отмечая при этом, что подобное выделение является значительной схематизацией типов геосинклинальных прогибов, все исследователи, однако, признают определенную специфичность возникающих в их пределах структурно-формационных комплексов. Одни из этих зон (эвгеосинклинальные) характеризуются интенсивным развитием вулканизма преимущественно основного состава, накоплением кремнистых и граувакковых формаций. В других (миогеосинклиналях) магматическая деятельность проявлена, как правило, слабо и более характерно формирование толщ терригенно-глинистых и карбонатных отложений. В подобных миогеосинклинальных зонах формируются геохимически специализированные осадочные породы — фосфориты, углеродисто-кремнистые и углеродисто-глинистые сланцы, в которых наряду с ураном в повышенных количествах присутствуют V, P, Mo, Pb, As и другие элементы.

Уран в углеродистых сланцах количественно взаимосвязан с $C_{орг}$ (рис. 43) и находится в легкоизвлекаемой форме, благодаря чему может легко вовлекаться в перераспределение при наложении различного рода эпигенетических процессов — регионального, контактового и гидротермального метаморфизма [49, 57]. Выветривание ураноносных углеродистых сланцев создает благоприятную обстановку для образования инфльтрационных месторождений урана в платформенную стадию развития складчатых областей.

В эвгеосинклинальных структурно-формационных комплексах радиогеохимически специализированные образования распространены весьма ограничено либо отсутствуют. Содержание урана и особенно тория в вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных формациях является достаточно низким (ниже кларка) и однообразным. Преобладающие среди эффузивных пород плагиоклазовые, пироксеновые, диабазовые порфириды и их пирокласты почти повсеместно содержат в среднем $1,0 \cdot 10^{-4}\%$ урана и $2-3 \cdot 10^{-4}\%$ тория.

Таким образом, в демиссионных зонах радиогеохимически специализированные формации возникают главным образом благодаря процессу седиментации, в то время как продукты магматической дифференциации характеризуются слабым накоплением урана и тория.

Радиогеохимическая специфика инверсионных зон складчатых областей заключается в дальнейшей геохимической дифференциации вещества в результате проявления постинверсионного магматизма (главным образом гранитоидного) и гидротермальной деятельности. При этом

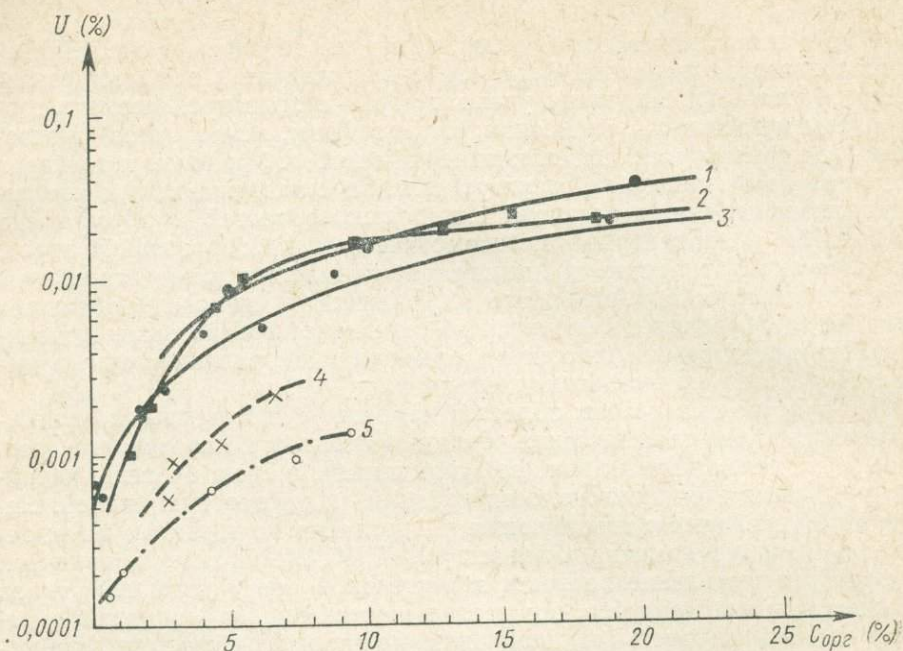


Рис. 43. Соотношение между содержанием урана и $C_{орг}$ в углеродисто-глинистых и углеродисто-кремнистых сланцах Евразийского континента.

1 — углеродисто-глинистые сланцы, O_1 , платформы; 2 — углеродисто-глинистые сланцы, Ст, геосинклинальная область; 3 — углеродистые известковистые глины, эопен, платформы; 4 — углеродистые известковистые сланцы, PR_3 ; 5 — углеродисто-кремнистые сланцы, Ст, складчатая область.

максимальная радиоактивность характерна для геоантиклинальных поднятий, закладывающихся на миогеосинклинальных прогибах. Вариации в содержании урана в осадочных породах инверсионных и постинверсионных стадий менее значительны, чем в геосинклинальных осадочных отложениях, но вариации в содержаниях тория более четкие. В частности, пестроцветно-терригенные породы, формирующиеся в прогибах, образованных при частной инверсии (раннеорогенная стадия), выделяются несколько пониженным торий-урановым отношением. Для красноцветных терригенных отложений, формирующихся после главной инверсии, характерны более высокие торий-урановые отношения, свидетельствующие о преимущественном переносе элементов в механической форме и, возможно, некотором выносе урана из окисленных песчаников и конгломератов.

В посторогенный период в инверсионных зонах формируются преимущественно тонкозернистые терригенные и, в меньшей степени, карбонатные отложения, характеризующиеся слабой радиоактивностью. Содержание урана в терригенных образованиях различных формаций этого периода обычно не превышает $2 \cdot 10^{-4}\%$, несколько увеличиваясь лишь в содержащих органику известняках. Содержание тория редко выше

$5 \cdot 10^{-4}\%$ и пониженное торий-урановое отношение указывает на преобладание химического выветривания и переносе микроэлементов в растворенной форме.

Сравнительно равномерное распределение урана и тория в осадочных породах посторогенного периода несколько нарушается в прибортовых частях мульд, где часто отмечается некоторое увеличение содержаний урана, а также Mo, Pb и других элементов. В инверсионных зонах в пределах геоантиклинальных поднятий некоторых складчатых областей иногда фиксируется высокая радиоактивность метаморфических комплексов, относимых или к образованиям предшествующих циклов тектогенеза или к породам, формирующимся непосредственно в период развития складчатой области. Высокая радиоактивность метаморфических пород обусловлена, по-видимому, как первично повышенным содержанием радиоактивных элементов в осадочных и вулканогенных породах, так, вероятно, и некоторым общим привнесом урана и тория в толщи метаморфических пород в результате калиевого и кремнекалиевого метасоматоза в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма, которые, по данным многих исследователей [59, 233], являются наиболее благоприятными для накопления урана и тория при метаморфогенной миграции элементов. Последнее заключение основано на том, что метаморфические породы часто содержат значительные количества «подвижного» урана и избыток радиогенного свинца Pb^{206} , которые и указывают на возможное проявление процессов мобилизации урана из пород фундамента в более поздние периоды развития подвижного пояса.

В пределах геоантиклинальных поднятий и иногда в ближайшем их складчатом обрамлении в ходе развития подвижного пояса формируются ряды гранитоидных и гранитных формаций часто с повышенным содержанием урана и тория. При этом, как правило, с каждым последующим периодом магнеобразования увеличивается не только абсолютное содержание урана и тория, но и возрастает доля легкоподвижных соединений элементов, а также общая степень петрохимической и геохимической дифференцированности формаций. Эндогенная дифференциация вещества завершается формированием высокордиоактивных специализированных на уран, торий и другие литофильные элементы (Nb, Ta, Mo, Be, Li и др.) магматических комплексов, представляющих собой конечные члены эволюционных петрохимических рядов.

Следует отметить, что степень эндогенной дифференциации вещества значительно ниже дифференциации, связанной с седиментогенезом.

Такие крайние члены процессов осадконакопления, как углеродистые сланцы, фосфориты, битуминозные известняки, концентрируют некоторые элементы, в том числе уран, во много раз больше (по сравнению с кларком и средним содержанием металлов в осадочной оболочке), чем крайние типы пород магматических серий. Известно, что максимальное содержание SiO_2 в магматических породах не может превышать 77—78%. Этот уровень указывает на предел полимеризации кремнекислородных тетраэдров в расплаве, ибо в ходе такой полимеризации в связи с освобождением кислорода образуется вода, являющаяся главным разрушителем рождающихся структур. Таким образом, в ходе кристаллохимической дифференциации появляются факторы, способствующие ее ограничению. С пределом кристаллохимической дифференциации при петрохимической эволюции тесно связан предел первичных концентраций микроэлементов в породообразующих и аксессуарных минералах. В частности, пределы первично-магматического обогащения ураном породообразующих минералов ограничены уровнем $\sim 4\text{--}5 \cdot 10^{-4}\%$, а тория $\sim 18\text{--}20 \cdot 10^{-4}\%$. До указанного уровня содержания радиоактивных элементов в породе в целом существует пропорциональная зависимость количеств урана и тория от петрогенных компонентов. В неизменных

или слабо измененных вторичными процессами породах фиксируются, как правило, значимые положительные корреляционные связи урана и тория с кремнеземом и калием. Наложенные процессы разрушают эти связи.

Формирование в пределах фанерозойских складчатых областей магматических комплексов, среднее содержание радиоактивных элементов в которых превышают кларковые, связано как с изначальной обогащенностью ураном и торием магматических расплавов, так и с влиянием гидротермально-метасоматических процессов, нарушающих первично-конституционное распределение металлов. Имеющиеся материалы по наиболее распространенным типам изменений свидетельствуют о том, что наибольший эффект миграционной подвижности урана и тория достигается лишь при изменениях, накладывающихся на породы, уже достигшие пределов первичного насыщения. Как показано Е. В. Плющевым [123], существенное нарушение первично-конституционального распределения урана отмечается во всех обстановках гидротермального метаморфизма, в то время как миграционная способность тория более сильно связана с температурой процесса.

Рассматривая общий ход формирования радиогеохимического облика магматических формаций в ходе развития складчатых областей, мы видим четкую тенденцию к обогащению ураном и торием все более молодых образований. Интрузивные породы геосинклинальной стадии развития подвижного пояса (габброиды, габбро-диабазы и пр.) характеризуются низкими содержаниями урана и тория и не отличаются по радиоактивности от своих эффузивных комагматов (базальтовых, диабазовых, андезит-базальтовых порфиритов и т. п.). Для семейства гранитоидных формаций раннеорогенной стадии (габбро-плагиогранитовая, габбро-диорит-гранодиоритовая, гранит-гранодиоритовая формации) характерны близкие в различных регионах концентрации урана (ниже кларка) и более широкие вариации в содержаниях тория. Гранитные породы гранитных формаций (гранодиорит-гранитовая, гранитовая, гранит-лейкогранитовая) позднеорогенной стадии и периода активизации отличаются от близких по кислотности плагиогранитов наиболее высоким содержанием урана и особенно тория. В поведении урана и тория в зависимости от времени формирования изверженных пород в ходе развития магматизма подвижных поясов наблюдается несколько радиогеохимических ритмов. Каждый ритм отражает закономерную смену состава пород от основных к кислым и является следствием общей направленности развития подвижных зон, которую Ю. А. Билибин [20] связывал с миграцией области питания магматических очагов в пределах базальтового и гранитного слоев.

Наибольшее значение в геохимической специализации фанерозойских складчатых областей имеют геологические формации, отличающиеся повышенным содержанием урана и (или) тория и аномальным торий-урановым отношением.

Наиболее распространенными из этих формаций являются:

1. Углеродисто-кремнистые и углеродисто-глинистые сланцы с пониженным торий-урановым отношением и аномальным (в десятки и более раз превышающим кларк) содержанием U, P, Mo, Ba, V, Pb, Sr, Ag и других элементов.

2. Вулканогенно-кремнисто-фосфоритоносная формация, где в тесной корреляционной связи с повышенными содержаниями фосфора фиксируются аномальные концентрации урана. В доломитизированных известняках этой формации в повышенных по отношению к кларку количествах наблюдаются Mn, V, As, Sr, Ag, Cd, Be.

3. Формация лейкократовых редкометалльных существенно калиевых гранитов (гранит-лейкогранитовая) с повышенным против кларка содержанием урана и тория, высоким торий-урановым отношением и ано-

мальным содержанием большой группы преимущественно литофильных элементов (Li, Rb, Mo, Ta, Nb, La и др.).

4. Вулканогенно-интрузивная липарит-гранитовая формация с резко повышенным содержанием тория и торий-урановым отношением $\geq 5-8$. Для пород этой формации также характерны ассоциации элементов литофильной группы Li, Rb, La, Y и т. п.

5. Менее распространенной в складчатых областях, но по содержанию радиоактивных и других рассеянных элементов близкой к упомянутым выше магматическим формациям является формация щелочных базальтоидов—фонолитов—нефелиновых сиенитов. В целом породы этой формации характеризуются торий-урановым отношением равным 3—4.

С учетом величины геохимического фона, наличия специализированных на уран и торий комплексов пород, степени неоднородности распределения и форм нахождения радиоактивных элементов в геологических формациях и направленности их миграции в пределах фанерозойских складчатых областей выделяются три группы радиогеохимических провинций: слабодифференцированные, дифференцированные и высокодифференцированные, которые, в свою очередь, могут быть подразделены на несколько подтипов в зависимости от роли геохимических процессов, ответственных за миграцию урана и тория.

Слабодифференцированные радиогеохимические провинции фиксируются в пределах эвгеосинклиналильных зон, в которых развиты геологические формации с однообразным, пониженным или близким к кларку содержанием урана и тория.

В дифференцированных радиогеохимических провинциях представлены геологические формации, характеризующиеся накоплением урана и тория в результате проявления какого-либо одного из ведущих процессов — эндогенного (гранитоидные формации калиевого ряда и т. п.) или экзогенного (углеродистые сланцы и т. п.). В состав подобных провинций могут быть отнесены некоторые геосинклиналильные поднятия и миогеосинклиналильные зоны.

К высокодифференцированным геохимическим провинциям относятся провинции, в которых распространены породы с наиболее высоким и неоднородным распределением урана и тория в результате наложения различного рода сингенетических и эпигенетических подготовительных и рудоформирующих процессов. Важным в металлогеническом отношении подтипом высокодифференцированных радиогеохимических провинций являются области, где процессы эндогенной дифференциации наложились на участки сингенетического накопления урана в углеродисто-кремнистых и углеродисто-глинистых отложениях. Для подобного рода геологических структур характерна геохимическая дифференциация как по урану, так и по торию. Как правило, в магматических породах таких провинций торий-урановое отношение несколько повышено.

Со степенью геохимической дифференцированности регионов тесно связана промышленная ураноносность. Так, в слабодифференцированных провинциях отсутствуют месторождения с кондиционными рудами. Для незначительных рудопоявлений характерны убогие концентрации урана (до 0,05%). Собственно урановые минералы в рудах, как правило, отсутствуют. В дифференцированных провинциях имеются месторождения с рядовыми рудами. И, наконец, наиболее контрастные руды известны в высокодифференцированных геохимических провинциях. В этих месторождениях подавляющая часть урана представлена собственно урановыми минералами (настураном, уранинитом, браннеритом).

В пределах дифференцированных провинций как наиболее типичный может быть выделен урановый и урано-ториевый радиогеохимический тип рудных полей с фторапатит-урановой и настурановой минерализацией в зонах щелочного (натриевого) метасоматоза. В пределах рудных полей этого типа отсутствуют геохимически специализированные по ура-

ну и торию комплексы. Эпигенетические гидротермально-метасоматические процессы обуславливают неоднородное распределение урана и тория в горных породах рудного поля, причем наряду с зонами привноса устанавливаются участки резко пониженных содержаний урана и аномально высокого торий-уранового отношения (5—10 до 10—20).

Для высокодифференцированных провинций складчатых областей можно выделить два наиболее часто встречающихся радиогеохимических типа урановорудных полей:

1. Собственно урановые, представленные преимущественно настурановой минерализацией, развитой в зонах кварц-серицит-гидрослюдистых изменений по типу березитизации. Обычно они приурочены к участкам, находящимся на некотором удалении от геохимически специализированных комплексов (до 10 км и более). Зоны пониженных содержаний урана (зоны выноса элементов) здесь обычно отсутствуют.

2. Урано-ториевые, связанные с развитием широкой гаммы гидротермально-метасоматических процессов (в различном диапазоне температур и кислотности-щелочности растворов), проявленных в пределах геохимически специализированных комплексов пород. Особенностью рудных полей и месторождений этого типа является сходство геохимических ассоциаций элементов, присутствующих в повышенных концентрациях в магматических породах, метасоматитах и рудах.

ГЛАВА IX

РАДИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЧЕХЛА ПЛАТФОРМ

В практику прогнозно-металлогенических исследований в платформенных областях в последние годы все шире внедряются радиогеохимические методы изучения особенностей первично-конституционального распределения радиоактивных элементов в осадочных отложениях и их миграции под влиянием вторичных (наложенных) процессов в результате деятельности подземных вод.

Радиогеохимическая специализация платформенных толщ обусловлена в основном процессами экзогенного цикла. Характер, направленность и интенсивность этих процессов определяются вещественным составом и структурой осадочных отложений, фаціальными и климатическими условиями осадконакопления, деятельностью подземных вод, заключенных в платформенных толщах, и другими гипергенными и на отдельных платформах гипогенными факторами.

В составе чехла платформ выделяются ряды терригенных, карбонатных, кремнистых, эвапаритовых и угленосных формаций, имеющие закономерное распространение во времени и пространстве. Формационным рядам свойственны определенные содержания радиоактивных элементов [136, 210].

Латеральная радиогеохимическая зональность платформенных образований обусловлена различными формами миграции радиоактивных элементов (механогенные, хемогенные) и наличием разного рода барьеров (окислительно-восстановительных, солевых, сорбционных, механических и т. д.) в накоплении урана и тория в самых различных типах осадочных отложений.

К платформенным осадочным толщам приурочены месторождения урана трех генетических типов: сингенетические, экзодиагенетические и эпигенетические. Последние формируются нисходящими и восходящими подземными водами. Особую группу составляют урано-битумные месторождения.

При прогнозировании и поисках сингенетических (и раннедиагенетических) месторождений изучается характер распределения радиоактивных и сопутствующих элементов в осадочных породах. При этом решающее значение имеет выяснение природы концентрации урана в зависимости от распространения в породах восстановителей и сорбентов: органического вещества, фосфатов, организмов-концентраторов и др.

При прогнозировании экзодиагенетических и особенно эпигенетических месторождений наряду с выяснением характера распределения первично-конституциональных содержаний радиоактивных элементов необходимо влияния вторичных наложенных процессов. Существенную роль в комплексе радиогеохимических исследований приобретают методы радиогидрогеологии и палеогидрогеологии. Задача этих методов состоит в изучении современных и древних условий миграции радиоактивных элементов в связи с характером и направленностью ведущих гидрогеологических процессов в структурах. Из этих процессов наибольшее значение имеют гидрогеодинамический режим региональных структур и формирование разного рода зональностей — геотермической, гидрогеодинамической, солевого состава и минерализации, биогидрогеохимической.

Изучение радиогеохимии платформенных осадочных толщ может быть весьма эффективным лишь в случае комплексации этого вида исследований с общими методами литолого-палеогеографического, формационного анализа и т. д. [53, 167].

Литолого-палеогеографические исследования помогают выявить источник и направление сноса обломочного материала, скорость накопления осадков, глубину и физико-химические особенности бассейна седиментации и т. д. Существенное значение имеет изучение вещественного состава пород, их структурных и текстурных признаков. Например, такие особенности пород, как тонкоплитчатость, глинистость и обогащенность органическим веществом, благоприятны для накопления повышенных сингенетических концентраций урана. Черные ураноносные сланцы образовались в полузамкнутых морских бассейнах с замедленным накоплением осадков. Повышенные концентрации урана часто приурочены к окраинным частям внутриконтинентальных бассейнов — к дельтовым и прибрежным фациям или к переходным фациям от континентальных к прибрежно-морским или к границе последних, например ураноносные песчаники Дакота в Северной Америке и т. д.

Характер и направленность развития геохимических процессов зависит от состава пород и их количественных соотношений в данной геологической формации. Распространенность пород в осадочном чехле различных платформ СССР существенно отличны. А. Б. Ронов на основании изучения платформенных отложений показал, что в каледонском цикле седиментации преобладали процессы накопления существенно глинистых осадков. В герцинском цикле наиболее распространено карбонатонакопление и резко усилилось солеобразование. В альпийском цикле преобладающее значение приобрела терригенная седиментация. Для альпийского цикла молодых платформ характерно накопление как терригенных песчано-глинистых осадков, так и терригенно-карбонатных и карбонатных пород. В отдельных частях платформ широко развиты кремнистые образования (опоки, опоквидные глины и т. д.).

Очевидно, что геохимия радиоактивных элементов в осадочных породах определяется условиями осадконакопления в морских, лагуновых бассейнах и в различных континентальных обстановках, характером литификации осадка в субаквальных или субаэральных условиях и, наконец, влиянием разного рода наложенных процессов — инфильтрационных, эксфильтрационных (гипергенных, катагенных) и т. д.

вплоть до проявления ранних стадий метаморфизма в глубоких межгорных и предгорных впадинах постплатформенных и постгеосинклинальных орогенных областей. Поведение радиоактивных элементов в этих процессах изучено еще далеко недостаточно.

Механическая форма переноса вещества при осадконакоплении присуща уран-ториеносным прибрежно-морским россыпям, формирующимся в платформенных условиях в основном в позднем докембрии. Торий и уран здесь образуют наиболее высокие концентрации в грубообломочных осадках прибрежно-морских фаций, но распространение их здесь неравномерное. По мере перехода к мелкообломочным отложениям — песчаникам и кварцито-песчаникам — содержание радиоактивных элементов, неравномерность их распределения и величина торий-уранового отношения значительно снижаются.

Результаты минералогических исследований показывают прямую зависимость концентраций радиоактивных элементов в осадках от содержания в них обломков акцессорных минералов, представленных цирконом, монацитом, торитом, оранжитом, уранинитом и др. Эти минералы обогащают главным образом кластическую часть цемента конгломератов и гравелитов. Содержание урана в гальке обычно менее $5 \cdot 10^{-4}\%$. Распределение других элементов-примесей, и в частности спутников урана и тория (Au, Zr, Ce, La, Ti и др.), подчиняется тем же закономерностям.

В результате последующих эпигенетических преобразований в отдельных линзах конгломератов, гравелитов и песчаников отмечается незначительная рассеянная вкрапленность настурана и органо-минеральных соединений типа антраксолита. Настуран- и антраксолитсодержащие породы отличаются в 3—5 раз большими содержаниями урана по сравнению с неизменными породами. В пределах рудных участков содержание урана увеличивается до 0,03—0,15%, а торий-урановое отношение уменьшается от 2,5—5 до 0,2—1,0.

Эпигенетически измененные породы, как правило, распространены незначительно и проявлены в отдельных ограниченных по размерам участках в отличие от хорошо картируемых сингенетических концентраций тория.

Примером химической формы миграции урана являются его сингенетические концентрации в карбонатных породах (см. рис. 36). Здесь наиболее высокие и выдержанные концентрации уран образует в карбонатных существенно кальцитовых мелководно-морских отложениях. Карбонатные осадки характеризуются аномально высоким средним содержанием урана ($7—10 \cdot 10^{-4}\%$) и низким торий-урановым отношением ($<1,0$). Осаждение урана происходило в мелководно-морских условиях в восстановительной обстановке. Значительную роль при этом, по-видимому, играла и сорбция урана органическим веществом. В связи с этим горизонты пород, отличающиеся повышенными содержаниями урана, повсеместно характеризуются повышенными содержаниями органического вещества. Максимальные концентрации урана при сингенезе не превышают 5—10 значений геохимического фона.

Обогащенные ураном отложения продуктивной карбонатной толщи отчетливо выделяются на геохимической карте аномальной полосой, прослеживающейся на десятки километров. В пределах этой полосы максимальные концентрации урана, представляющие практический интерес, возникли при последующем перераспределении его в процессе эпигенеза, сопровождаемого образованием текстурных форм известняков вторичного характера (сутуры, стилолиты и др.), и связаны с углеродистым веществом типа твердых битумов. Изменения концентрации тория по сравнению с фоновыми не наблюдается. Совместно с избирательным накоплением урана происходила концентрация Pb и Se.

Основные показатели гидрогеохимических зон гидрогеологических структур

Гидрогеохимические зоны и подзоны	Гидродинамические характеристики (по И. К. Зайцеву)	Состав растворенных газов	Солевой состав и минерализация	Физико-химические параметры			Изотопный состав				Состав микрофлоры	Происхождение подземных вод	Концентрации радиоактивных элементов (г/л)					
				Еh (мВ)	pH	t° C	Сумма изотопов водорода и кислорода (отн. ед.)	Содержание дейтерия (отн. ед.)	Изотопный состав серы сульфидов				U	Ra				
									32S/34S	33S								
Зона восстановительных условий водной миграции урана с бескислородными водами — R	Верхний гидродинамический этаж, зоны свободного и затрудненного водообмена с поверхностью; для артезианских бассейнов характерно сквозное движение подземных вод	Зона окислительных условий водной миграции урана с кислородо-азотными водами в красноцветных и вторично лимонитизированных образованиях (O)	Воздушные: N ₂ , O ₂ , CO ₂	Пресные (до 1 г/кг) и соленые (1—35 г/кг) разного солевого состава. Широко распространены воды с минерализацией от 1 до 10 г/кг	+180 (+200) — (+500), реже выше	4,1—8,3	40—50, реже выше	(-2,0) — 0,91 — 0,95 (-4,0)	0,91 — 0,95 (-5,3) (+20,7), среднее +6,2	—	—	Аэробная зона	Микроорганизмы, окисляющие серу и ее производные (тионовые), распространены неравномерно. Характерны воды с простыми биоценозами. Встречаются стерильные воды и воды с малоактивной микрофлорой. Вблизи граница расхождения кислорода наблюдаются сложные биоценозы активно развивающихся микроорганизмов: <i>Thiobacillus thioparus</i> , <i>Th. trautweinii</i> , <i>Th. thiooxidans</i>	Бадозные инфильтрационные	10 ⁻⁷ —10 ⁻⁵ (до 3·10 ⁻⁴ , реже выше)	n·10 ⁻¹² —n·10 ⁻¹¹		
		Подзона слабо восстановительных условий — с азотными водами, лишенными примеси кислорода и биогенных восстановителей, в первично-сероцветных, иногда в первично и вторично лимонитизированных образованиях (RN ₂)	Воздушные: N ₂ , (CO ₂)	+140, +180 (+200)	7,0—10,3	13—50, реже выше	—	—	—	—	—	—	—	Активно развиты тионовые микроорганизмы <i>Th. thioparus</i> , <i>Th. trautweinii</i> , меньше <i>Th. denitrificans</i> . На отдельных участках отмечается слабая активность серовосстанавливающих микроорганизмов: <i>Desulfotribrio desulfuricans</i>	—	n·10 ⁻⁷ —(1÷3)·10 ⁻⁶	—	
		Подзона сильно восстановительных условий — с водами разного состава растворенных газов, содержащими преимущественно биогенные восстановители (сероводород, водород и др.), в первично-сероцветных, довосстановленных сероцветных и вторично восстановленных красноцветных образованиях (R _δ)	Воздушные: N ₂ (CO ₂); биогенные: CH ₄ , N ₂ , CO ₂ , H ₂ S, тяжелые углеводороды	+140—(-500)	4,1—10,3	20—100	(-2,0) — 0,95 — 1,08 (+10,0)	0,95 — 1,08 (-6) — (+30,7), среднее +11,0	—	—	—	—	—	Преимущественно анаэробная	На участках скопления углеводородов и углеродной органики широко распространены сульфатовосстанавливающие и водородпродуцирующие микроорганизмы. При непосредственном контакте с кислородными водами активно развита тионовая микрофлора	Бадозные инфильтрационные и смешанные инфильтрационные и седиментационно-метабенетические	1·10 ⁻⁷ , реже выше	n·10 ⁻¹⁰
		Подзона восстановительных условий — с азотными и углеводородными водами, лишенными биогенных восстановителей, в первично-сероцветных, пестроцветных и красноцветных образованиях (R ^{CH})	Биогенные: N ₂ , CH ₄ , тяжелые углеводороды; воздушные: N ₂ ; хемогенные: CH ₄ , тяжелые углеводороды и др.	+160—(-140), возможны ниже	1,9—7,0, реже выше	37—100, 100—200 (150)	(+1,0) — 1,08 — 1,10 —(+16,0)	(+10) — (+30), среднее +20	21,70	—	—	—	—	Существенно анаэробная	Захороненная микрофлора. Распространены метанпродуцирующие и водородобразующие микроорганизмы. Сульфатовосстанавливающие присутствуют, как правило, в водах пород, содержащих сульфаты	Бадозные седиментационно-метабенетические	n·10 ⁻⁷	(1÷3)·10 ⁻¹¹ —n·10 ⁻⁹
Подзона сильно восстановительных условий — с водами разного состава растворенных газов, содержащими абиогенные восстановители (водород, сероводород и др.), в различных по геохимической специфике образованиях (R ^a)	Хемогенные и радиогенные: CO ₂ , N ₂ , H ₂ , CO, H ₂ S, легкие и тяжелые углеводороды	Установлены отрицательные значения	?	Выше 200 (150)	?	?	?	?	—	—	—	Микроорганизмы отсутствуют	?	—	—	—		

В пределах аномальной зоны с максимально благоприятными (восстановительными) условиями сингенетического накопления урана возможно выделение локальных структур с интенсивным проявлением наложенных процессов, которые наиболее перспективны для поисков богатых концентраций урана.

С процессами сингенеза и диагенеза на платформах связано формирование специализированных по урану углеродистых сланцев, глин и мергелей: черные ураноносные сланцы палеозойского возраста, битуминозные аргиллиты верхней юры, палеогеновые и миоценовые битуминозные глины и мергели. Мощность собственно ураноносных углеродистых образований незначительна. Например, верхнеюрские аргиллиты, по данным И. И. Плумана [122], выявлены на площади 1200×600 км².

Содержание урана в углеродистых породах обычно составляет $n \cdot 10^{-3}\%$, а в отдельных случаях достигает $(1 \div 3) \cdot 10^{-2}\%$. Содержание тория близко к кларковому, поэтому торий-урановое отношение, как правило, резко понижено. Собственные минералы урана редки. Урану сопутствуют повышенные содержания V, Mo, Ni, Co, TR. Характерной геохимической особенностью этих пород является повышенное содержание органического вещества (до 30%), сульфидов, фосфатизированных остатков рыб.

Существует тесная связь между содержанием урана, органического вещества, серы и фосфатов. Максимумы рассеянного урана приурочены к специфическим литофациям горючих глин и мергелей. Все эти литофации — морские, но палеогеографическое положение их различно: например, глины накапливались в литеральной зоне, а мергели — в пелагиали. По мнению Е. А. Головина [216], при формировании ураноносных пород решающую роль играли процессы механической дифференциации, определившие их терригенную фациальную зональность. Накопление урана происходило в стадию диагенеза при взаимодействии кислородных ураноносных придонных вод с иловыми водами, в которых существовала восстановительная обстановка. В фиксации урана определенная роль принадлежала и процессам сорбции.

В вопросе происхождения ураноносных пород до сих пор нет единой точки зрения. Большинство исследователей допускают специфичность лишь очагов фиксации урана при осаднении его из морской или иловой воды с нормальными концентрациями. Согласно взглядам В. П. Воробьева и В. И. Лебедева [43], накопление высоких концентраций урана в породах вызвано повышенной ураноносностью морской воды, обусловленной существованием «внеконтинентального» источника избыточного урана. Углеродистые породы, ввиду приуроченности к ним огромных количеств урана, могут быть источником низкосортных руд.

В связи с процессом субаквального диагенеза может обсуждаться вопрос о миграции урана в ходе литификации осадков при прогрессирующем погружении осадочных толщ за счет восходящего движения седиментационных вод. Возможность перемещения и последующего отложения ряда компонентов, таких, как Mn, Fe, Ca, Mg, аргументирована многими исследователями [167]. Поведение урана в этом процессе пока не ясно. Однако, по данным радиогеологических исследований, имеются реальные предпосылки для формирования урановородных концентраций указанным путем. В ходе этих исследований установлен небольшой (на половину порядка) перепад концентраций урана в седиментационных (точнее седиментационно-метасингенетических) и смешанных седиментационно-инфильтрационных водах.

С процессом субаэрального диагенеза (экзодиагенеза) связано накопление урана в торфяниках и пестроцветных толщах. Процессы экзодиагенеза наиболее ярко проявлены в аллохтонных формациях семиаридных областей.

Исключительно интенсивное перераспределение первично-конституциональных содержаний урана в породах происходит в результате наложенных эпигенетических процессов. Наибольшее значение имеет деятельность инфильтрационных кислородных подземных вод. Эти воды в артезианских бассейнах обрамления складчатых эпиплатформенных областей в проницаемых терригенных, угленосных и карбонатных породах в результате окисления органических веществ и минералов железа формируют зоны пластовой лимонитизации. Уран осаждается на сорбционном и восстановительном барьерах. В результате в лимонитизированных породах пластовых зон накапливаются концентрации урана, в 2—3 раза превышающие фоновые. На выклинивании пластовых зон формируются локальные концентрации урана [48, 56, 216]. Масштабы процесса выноса урана со складчатых областей и переотложения его в зонах пластовой лимонитизации сопоставимы с масштабами осадочной дифференциации вещества. Менее значительный вынос и перераспределение урана происходит также и в связи с восстановительными эпигенетическими процессами.

Изучение поведения урана в рассматриваемых процессах определяет задачи радиогеохимического картирования осадочных платформенных толщ.

Подземные воды являются важным фактором перераспределения первично-конституциональных содержаний урана в проницаемых отложениях платформенных артезианских бассейнов и обрамляющих их складчатых областей.

Накопленный к настоящему времени материал по закономерностям распределения радиоактивных элементов в подземных водах свидетельствует об их зональном распространении как в латеральном направлении, так и в разрезе гидрогеологических структур.

Зональное распределение урана в континентальных массивах и нефтегазоносных структурах показано в публикациях А. И. Германова [48]. Выполненные исследования в структурах разных типов показали, что распределение урана в подземных водах платформенных и межгорных артезианских бассейнов имеет общий характер и подчиняется зональным изменениям газового, солевого, микробиального, изотопного составов вод, определяется особенностями генезиса вод и их динамическим режимом [209].

С целью выяснения поведения урана в ходе развития главных гидрогеологических процессов в региональных структурах было введено понятие о радиогидрогеохимической зоне. Тем самым, применительно к радиогидрогеологическим исследованиям получили дальнейшее развитие представления Н. И. Толстихина, И. К. Зайцева, Е. А. Баскова. Под гидрогеохимической (радиогидрогеохимической) зоной следует понимать часть гидрогеологического разреза (относительно однородную по геохимической специфике водовмещающих пород), заключающую близкие по генезису подземные воды, характеризующиеся общностью химического состава, состава микрофлоры, физико-химических параметров и концентрации радиоактивных элементов, взаимосвязанных общей направленностью гидрогеологических процессов. Выделены две зоны окислительных и восстановительных условий водной миграции урана (табл. 18).

Картирование гидрогеохимических зон по отдельным водоносным комплексам (горизонтам) или их однотипных последовательных сочетаний в разрезе (гидрогеохимический пояс) по гидрогеологическим структурам успешно используется при прогнозировании и поисках инфильтрационных эпигенетических месторождений урана. Урановое ору-
денение располагается на контакте гидрогеохимических зон О и R⁰ (см. табл. 18).

Различие современных физико-географических и геолого-структурных условий и палеогидрогеологические особенности артезианских бассейнов определяют специфичность гидрогеохимической зональности в конкретных структурах.

Сопоставление современной гидрогеохимической зональности подземных вод и эпигенетической зональности водовмещающих пород позволяет судить о степени их соответствия и, следовательно, о направленности и интенсивности процессов перераспределения первично-конституциональных содержаний урана в проницаемых отложениях артезианских бассейнов и их складчатого обрамления и древних урановорудных эпигенетических процессов.

Анализ закономерностей пространственного распределения и миграции радиоактивных элементов в геологических формациях и подземных водах позволяет осуществить радиогеохимическое районирование платформенных областей. При этом учитывается геохимический фон радиоактивных элементов в породах и подземных водах, степень неоднородности их распределения, интенсивность и направленность миграции урана и тория и рудоносность геологических формаций. Выделяются три главные группы геохимических провинций: слабодифференцированные, дифференцированные и высокодифференцированные.

К слабодифференцированным провинциям относятся обширные платформенные впадины или их части, выполненные карбонатными, кремнистыми или вулканогенно-осадочными образованиями, сформированными в пелагиали и лишенные скоплений восстановителей и сорбентов урана. Это области проявления только сингенетических процессов накопления радиоактивных элементов. В этих районах развиты гидрогеохимические пояса с мощной зоной R^{CH_4} (см. табл. 18). К слабодифференцированным провинциям относятся также районы распространения соленосно-гипсоносных формаций лагунных бассейнов.

Интересным примером рассматриваемых провинций являются области развития угленосных формаций прибрежных низменных равнин, небольших внутриплатформенных приразломных впадин, удаленных от благоприятных областей сноса и вулканогенно-осадочных толщ.

Среди дифференцированных геохимических провинций на платформах могут быть выделены две группы. Первая объединяет геологические формации, накопление урана в которых связано с сингенетическими (и раннедиагенетическими) процессами. Примером являются районы развития глинисто-мергелистых толщ эоцена и глинистой толщи верхнего олигоцена — нижнего миоцена, толщи верхнеюрских битуминозных аргиллитов, диктионемовых сланцев, синских и куонамских сланцев кембрия и др. В радиогидрогеологическом отношении указанные толщи выделяются в качестве относительных региональных водупоров.

Вторая группа объединяет морские терригенные, карбонатные и континентальные угленосные формации, накопление урана в которых связано с развитием «наложенных» эпигенетических процессов, главным образом в результате деятельности инфильтрационных кислородных подземных вод. Провинции такого типа обычно располагаются в краевых активизированных частях платформ, примыкающих к постплатформенным орогенным областям. В радиогидрогеологическом отношении дифференцированные провинции второй группы характеризуются развитием сложных гидрогеохимических поясов, представляющих самые разнообразные сочетания в разрезе и на площади зон O , R^{N_2} , $R^{\bar{O}}$, R^{CH_4} . В фундаменте орогенных артезианских бассейнов, а по зонам тектонических нарушений и в осадочном чехле распространена гидрогеохимическая зона R^a .

К высокодифференцированным провинциям относятся провинции, в которых распространены породы с наиболее высоким и неоднород-

ным распределением радиоактивных элементов в результате совмещения первичных и наложенных процессов. Примером таких провинций являются районы развития первично обогащенных ураном проницаемых пород с вторично обогащенными ураном зонами пластовой лимонитизации. Радиогидрогеологическая ситуация в этих провинциях близка таковой во второй группе дифференцированных провинций.

Изложенные общие принципы радиогеохимического районирования платформ требуют дальнейшей разработки по мере накопления фактических данных.

Выше указывалось, что на платформах в тесной пространственной связи между собой встречаются сингенетические, экзодиагенетические и эпигенетические месторождения урана, характеризующиеся как общими, так и специфическими геохимическими чертами. Рассмотрим кратко основные геохимические критерии и признаки трех генетических классов месторождений.

Для сингенетических месторождений характерна геохимическая связь урана с органическим веществом, фосфатами и ассоциации с железом, серой, селеном, молибденом, ванадием, медью и другими элементами. Геохимические особенности оруденения и парагенетические ассоциации прослеживаются на значительной площади. Стратифицированность осадочных месторождений обуславливает их приуроченность к определенной формации, характеризующейся совокупностью геохимических признаков: повышенная ураноносность, пониженное торий-урановое отношение, повышенное содержание некоторых металлов и т. д.

Экзодиагенетические месторождения приурочены к континентальным пестроцветным и угленосным формациям. Урановое оруденение формируется на восстановительном и сорбционном геохимических барьерах. Спутниками урана в пестроцветных формациях являются медь, селен и ванадий, а в угленосных — молибден, селен и мышьяк. Для рудовмещающих формаций характерна пестрота в распределении урана и сопутствующих элементов и кларковая ураноносность рудовмещающих литофаций.

Эпигенетические месторождения располагаются в различных осадочных формациях, важнейшей геохимической особенностью которых является кларковая ураноносность рудовмещающих проницаемых горизонтов. Для этих месторождений характерно зональное распределение урана и элементов-спутников в пределах рудных полей, определяемое, с одной стороны, типом и контрастностью геохимических барьеров, а с другой — провинциальными геохимическими особенностями.

Ведущими геохимическими поисковыми критериями и признаками эпигенетических месторождений являются: наличие зон пластовой лимонитизации, наличие зон вторичного восстановления, повышенное содержание урана во вторичных красноцветных образованиях и в сероцветных пиритизированных породах, повышенное содержание урана в твердых битумах, наличие перепадов величины Eh в подземных водах с положительных значений на отрицательные, сопровождаемых падением концентрации урана.

ГЛАВА X

РАДИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОН ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

В последние годы многие исследователи наряду с геосинклиналями и платформами выделяют новый крупный тектонический элемент земной коры — области (зоны) тектоно-магматической и тектонической активизации [15, 191, 214, 215, 222]. По мнению В. В. Белоусова

[15], зоны тектоно-магматической активизации обладают рядом специфических особенностей глубинного строения и истории геологического развития, что в корне отличает их от геосинклиналей и платформ. А. Д. Щеглов [214, 215] указывает на специфический металлогенический облик подобного рода областей, с которыми в эпиплатформенную стадию развития земной коры связано появление определенной группы гидротермальных месторождений преимущественно литофильных и халькофильных элементов (урана, олова, молибдена, ртути, полиметаллов и др.). Большинство исследователей, в той или иной степени освещающих эту проблему, вкладывают различный смысл в понятие «тектоно-магматическая активизация». Существующие точки зрения подробно рассмотрены в работах В. Е. Хаина [191], А. Д. Щеглова [214, 215] и других авторов. Отметим лишь, что в соответствии с существующими представлениями зоны тектоно-магматической активизации приурочены к консолидированным участкам земной коры с четко проявленной тенденцией к общему воздыманию, на фоне которого фиксируются линейно-вытянутые области проседания в виде грабенов.

Большинство исследователей, характеризуя тектоно-магматическую активизацию, рассматривает главным образом специфику проявления блоковых перемещений, магматической деятельности и связанной с нею эндогенной металлогении. Между тем, в формировании металлогенического облика подобного рода зон существенное значение имеют процессы преобразования вещества и геохимической миграции атомов (активизация геохимических процессов) за счет проявления разнообразных эндогенных и экзогенных факторов. Области усиления миграции элементов за счет активизации тектонических, магматических и гидротермальных процессов проявляются в различных геологических структурах — в пределах складчатых областей (Скалистые горы и др.), чехла платформ (Африка) и их щитов и различные геологические эпохи — протерозойскую, палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую. С этими эпохами в различных районах связано возникновение важных в практическом отношении эндогенных и экзогенных месторождений урана, тория и многих других элементов.

Поведение радиоактивных элементов (урана и тория) в связи с проявлением процессов тектоно-магматической активизации наиболее детально изучено для мезозойской и кайнозойской эпох, с которыми связано возникновение эндогенных (преимущественно в мезозое) и экзогенных (в кайнозое) урановорудных формаций.

При геохимическом районировании областей тектоно-магматической активизации учитывались главным образом два фактора: 1) степень геохимической дифференцированности пород фундамента; 2) радиогеохимические особенности геологических формаций периода тектоно-магматической активизации.

По радиогеохимическим признакам можно выделить несколько типов фундамента:

- 1) высокорadioактивный, сложенный гранитами калиевой специализации, гранито-гнейсами, парагнейсами, углеродистыми сланцами;
- 2) нормально-radioактивный, сложенный кристаллическими сланцами, песчаниками, гранитоидами натриевой специализации;
- 3) слаборадиоактивный, сложенный вулканитами среднего и основного состава, их метаморфизованными разновидностями, ортогнейсами, карбонатными породами, диоритами (рис. 44).

В складчатых областях эвгеосинклинальных зон практически повсеместно в фундаменте развиты слаборадиоактивные породы. В миогеосинклинальных зонах наряду со слаборадиоактивным типом фундамента (карбонатные толщи) широко распространены высокорadioактивные блоки основания, в особенности в геоантиклинальных поднятиях. На отдельных участках высокорadioактивные породы фундамента (граниты,

гнейсы, углеродистые сланцы) вблизи вулканотектонических структур характеризуются и максимальной неоднородностью распределения элементов ($V_x \geq 40-50\%$). При этом наряду с высокими концентрациями урана и тория в зонах гидротермально-метасоматических изменений часто фиксируются зоны пониженного содержания урана и высоких торий-урановых отношений (>10).

Вне зависимости от типа фундамента процессы тектоно-магматической активизации приводят к дальнейшей геохимической дифференциации вещества земной коры и еще большему, в сравнении с предшествующими циклами геотектонического развития, обогащению радиоактивными элементами геологических формаций. Однако темп дальнейшего накопления урана и тория в зонах тектоно-магматической активизации существенным образом зависит от вещественного состава и геохимических особенностей осадочных, осадочно-вулканогенных, метаморфических и интрузивных образований пород основания.

В целом для полициклических протерозойско-палеозойских складчатых областей свойственна обычная, проявленная во многих геосинклинально-складчатых системах радиогеохимическая зональность, обусловленная уменьшением радиоактивности и степени неоднородности распределения урана и тория в горных породах от миеосинклинальных прогибов в сторону эвгеосинклиналей.

При этом зональность подобного рода связана, прежде всего, с формированием и дифференциацией вещества геологических формаций в геосинклинальную и орогенную стадии развития регионов. Процессы тектоно-магматической активизации не нарушают этой зональности, а лишь ее подчеркивают, наследуя геохимическую специализацию фундамента. Роль этих процессов, проявляющихся более локально и захватывающих меньшие объемы верхних горизонтов земной коры, сводится к увеличению контрастности (дифференцированности) геологических формаций и максимальной концентрации урана в гидротермальном рудообразующем процессе за счет избыточно-

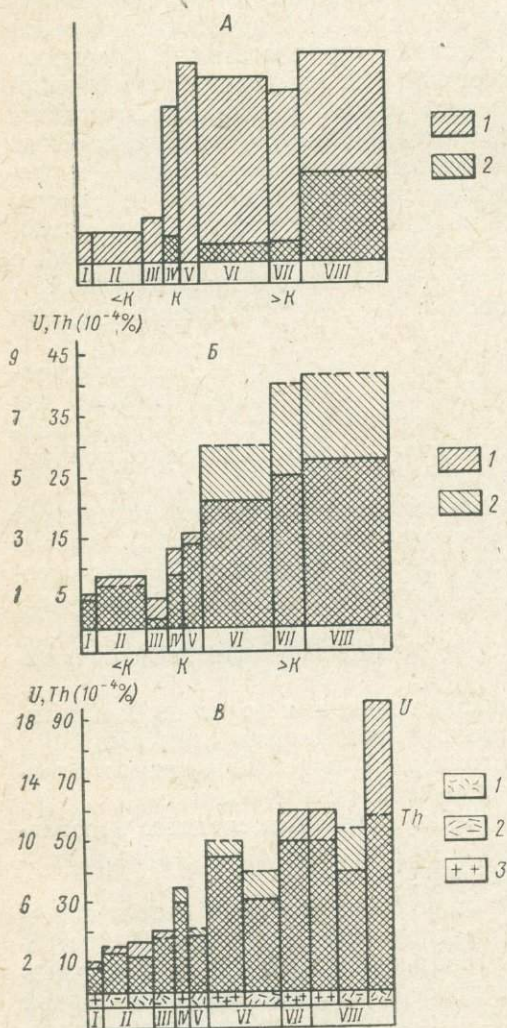


Рис. 44. Радиогеохимические особенности пород фундамента и наложенных (активизационных) вулканотектонических структур.

Типы фундамента: <K — слабо радиоактивный (I — диориты, II — метаморфизованные вулканогенные породы, III — карбонатные породы); K — нормально радиоактивный (IV — терригенно-осадочные породы, V — метаморфизованные терригенные толщи); >K — высоко радиоактивный (VI — гнейсы; VII — гранито-гнейсы, VIII — калиевые граниты). А — распределение локальных концентраций урана по типам фундамента (относительное количество точек минерализации на единицу площади): 1 — рудопоявления; 2 — месторождения. Б — среднее содержание урана и тория в породах различных типов фундамента. В — содержание урана и тория в мезозойских магматических образованиях (1 — вулканическое стекло, 2 — дациты и липариты, 3 — граниты), развитых на различных типах фундамента.

го содержания металла, которое было сформировано в подготовительную геосинклинальную и орогенную стадии формирования фундамента.

Ураноносность зон тектоно-магматической активизации теснейшим образом связана с дифференцированностью вещества геологических формаций, их геохимической зональностью. В частности, наиболее перспективными представляются высокодифференцированные и дифференцированные радиогеохимические провинции и зоны. И наоборот, в слабодифференцированных провинциях и зонах, развивающихся на слабо-радиоактивных типах фундамента, вероятность формирования урановых месторождений резко ниже. В пределах дифференцированных провинций самым общим критерием локальных площадей, перспективных для выявления промышленного уранового оруденения, является высокая степень дифференцированности (контрастности) радиогеохимических полей. Как показывают комплексные минералого-геохимические исследования, такими чертами обладают жесткие срединные массивы (геоантиклинальные поднятия) или их отдельные блоки, сложенные высокорadioактивными породами фундамента и интенсивно переработанные тектоническими, магматическими и гидротермально-метасоматическими процессами в эпохи активизации. Дифференцированность в распределении урана и тория и торий-уранового отношения в пределах таких блоков обусловлена следующими причинами:

1. Повышенным содержанием урана и тория в терригенных и углеродисто-кремнистых отложениях, формирующихся в миогеосинклинальных прогибах.

2. Обогащением ураном и торием продуктов ультраметаморфизма (гранитизации), магматической дифференциации и контактового метаморфизма в орогенную стадию развития протерозойского и нижнепалеозойского подвижных поясов.

3. Перераспределением урана и тория при высокотемпературных процессах гидротермального метаморфизма (щелочной метасоматоз и грейзенизация) в орогенную стадию развития подвижных поясов.

4. Обогащением ураном и торием конечных продуктов магматической дифференциации в средние этапы мезозойского тектоно-магматического цикла. С наибольшей интенсивностью обогащение проявлено в лейкократовых гранитах и в крупных полигенных вулканах, сложенных контрастными по составу породами с большим количеством вулканических стекол кислого состава и кислых вулканитов игнимбритового происхождения.

5. Мобилизацией урана и тория при девитрификации стекол и площадных гидротермально-метасоматических изменениях (аргиллизация, фенитизация, альбитизация и др.).

В настоящее время наиболее детально изучены и опоискованы вулкано-плутонические структуры, сложенные гетерогенными и высокорadioактивными породами базальт-трахилипаритовой и других контрастных формаций с повышенной щелочностью. Наряду с вулканическими аппаратами большой интерес представляет опоискование участков широкого развития гидротермально-метасоматических изменений в породах фундамента как в непосредственной близости от палеовулканов, так, возможно, и на некотором удалении от них. Кроме того, исходя из общих закономерностей размещения урановых месторождений, следует обращать самое серьезное внимание на опоискование экзо- и эндоконтактовых зон массивов высокорadioактивных лейкократовых гранитов.

Общей региональной радиогеохимической особенностью урановорудных районов зон тектоно-магматической активизации щитов является высокая степень геохимической дифференцированности пород фундамента, обусловленная процессами гранитизации (преимущественно в протерозое) и метасоматической переработки (в протерозое, палеозое, ме-

зое) кристаллических образований. В отдельных районах высокая дифференцированность геологических формаций еще более подчеркивается наличием высокорadioактивных щелочных и других пород, возникающих в период тектоно-магматической активизации. Геохимическая ассоциация микроэлементов в щелочных породах, ряды их подвижности и приуроченность к определенным минералам свидетельствуют, с одной стороны, о связи этих пород с образованием фундамента и, с другой — об унаследованности некоторых ассоциаций рудных элементов (U, Th, W, Nb, As и др.) в гидротермальных концентрациях. Анализ геологических, минералогических, изотопных и других данных указывает на замещение (мобилизацию) этих элементов в зонах активизации из вмещающих, часто метасоматически переработанных и геохимически специализированных пород фундамента, содержащих уран в избыточном количестве (кристаллических сланцев, гнейсов, гранитов, зон милонитов и др.).

Об этом свидетельствуют:

а) приуроченность оруденения к блокам гранитизированного фундамента, обогащенного ураном и торием;

б) тесная корреляционная связь в рудах урана с элементами-спутниками (Mo, Pb, Ag и др.), которые содержатся во вмещающих породах в повышенных количествах;

в) присутствие в метасоматически переработанных породах фундамента высоких количеств (до 40—60%) легкоизвлекаемого подвижного урана;

г) наличие в кристаллических породах, окаймляющих рудные тела, зон выноса урана, которые фиксируются пониженным содержанием элемента, высоким торий-урановым отношением и избыточным содержанием радиогенных свинцов;

д) близость изотопного состава свинца галенитов в рудах и обыкновенных свинцов в архейских интрузиях и метаморфических породах [181].

Таким образом, при формировании высокодифференцированных радиогеохимических зон и провинций в пределах активизированных блоков щитов решающее значение имеют подготовительные дорудные процессы метасоматической переработки кристаллических пород в докембрийскую стадию развития региона (ультраметаморфизма и гранитизация) и в эпоху палеозойской и мезозойской тектоно-магматической активизации (перераспределение и мобилизация урана термальными растворами).

В целом общей особенностью радиогеохимических зон и провинций областей тектоно-магматической активизации, накладывающихся на срединные массивы, фанерозойские полициклические геосинклинально-складчатые области и платформы, является зависимость между геохимическим фоном и эндогенной рудоносностью молодых вулканогенно-интрузивных комплексов верхнего структурного яруса, с одной стороны, и вещественным составом и содержанием урана и тория в формациях фундамента — с другой.

Этот вывод находится в известном противоречии с существующими взглядами некоторых исследователей на независимость рудообразующих процессов от предшествующей истории геологического развития складчатых и платформенных областей. В частности, в одной из своих работ А. Д. Щеглов пишет: «Иными словами, активного влияния фундамента, на котором развиваются области активизации, на металлогенические процессы, сопровождающие это развитие, в настоящее время установить не удастся, так как никакой четкой зависимости между главнейшими типами эндогенных месторождений и набором основных металлических компонентов, определяющих промышленную ценность месторождений и специфический металлогенический облик областей активизации, с одной

стороны, и характером структур и составом геологических образований основания активизированных областей, с другой, практически не наблюдается» [215].

Из геохимических данных видно, что процессы тектоно-магматической активизации не автономны, не независимы от предшествующих циклов геотектонического развития. В своей направленности они как бы продолжают усложняющий процесс преобразования вещества земной коры, который при благоприятных условиях (наличие геохимически дифференцированного фундамента с избыточным содержанием урана) приводит к формированию рудных концентраций. И наоборот, там, где тектоно-магматическая активизация проявлена в регионах со слабодифференцированным и слаборадиоактивным типом фундамента, возможности образования рудных концентраций резко ограничены. К таким регионам относятся, прежде всего, складчатые области, формирующиеся на эвгеосинклинальных прогибах, сложенных вулканогенными и кремнисто-вулканогенными формациями с низким содержанием урана и тория.

Пространственная и парагенетическая связь уранового и иного оруденения со строением и геохимической специализацией фундамента находит хорошее подтверждение в кристаллохимической дифференциации рудных элементов в зависимости от проявления сжатия и растяжения структур фундамента [68]. И, наконец, пространственная связь хорошо иллюстрируется взаимообусловленностью рудоносности и геохимической зональности вещества осадочно-метаморфического основания, на котором развиваются наложенные вулканоплутонические структуры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Развитие радиогеохимических обобщений на основе анализа данных об особенностях распределения всей массы урана и тория (рассеянных и концентрированных форм их нахождения в земной коре) позволяет принципиально по-новому подойти к решению ряда теоретических проблем и практических задач геологии.

Полученные результаты радиогеохимических исследований в различных геологических структурах свидетельствуют, прежде всего, о перспективности применения рассмотренных методов для оценки геохимической специализации территорий и выделения потенциально рудоносных площадей как на стадии детальных и крупномасштабных работ, так и на этапе мелкомасштабных прогнозно-металлогенических построений. С помощью этих методов удается получить и использовать при прогнозировании наиболее достоверные, в том числе прямые признаки металлогенической специализации структур земной коры — повышенное содержание урана и тория и неоднородность (контрастность) их распределения в геологических формациях с различной степенью дифференцированности вещества. В отличие от традиционного металлогенического анализа перспектив рудоносности при радиогеохимических исследованиях наряду с тектоническими, магматическими, седиментационными и другими данными используется принципиально новый элемент (новый фактор) прогнозной оценки — пространственно-временные особенности распределения и миграции металла в ходе проявления различных геологических процессов. Более широкое использование геохимических материалов позволяет существенно повысить эффективность прогнозирования и более уверенно выделить потенциально рудоносные геологические структуры с учетом степени геохимической дифференцированности минерального вещества, достаточной для возникновения высококонцентрированного эпигенетического (наложенного) оруденения. Кроме того, при изучении распределения урана и тория удается выделить первичнорудоносные и ториеносные комплексы пород, которые в дальнейшем могут представлять практический интерес для извлечения ряда полезных компонентов (U, Mo, Pb, P, V, As и др.).

Изучение радиогеохимических особенностей горных пород разных регионов представляет также определенный интерес при бальнеологических исследованиях, выборе минеральных удобрений, строительных материалов и т. д. Несомненна также значительная роль радиогеохимических данных в оценке генерации радиогенного тепла и радиогеологического возраста горных пород и минералов.

Научное значение развиваемых радиогеохимических исследований заключается в более надежной оценке с помощью геохимических карт пространственно-временных закономерностей распределения урана и тория в земной коре, что открывает дополнительные перспективы в изучении геохимии радиоактивных элементов, а также в дальнейшем развитии основ регионального металлогенического анализа, разработанного в трудах Ю. А. Билибина, С. С. Смирнова. В частности, эмпирически намеченная этими исследователями взаимосвязь рудообразования с магматизмом, седиментогенезом, тектоническими движениями и другими явлениями может быть объяснена участием различных геологических процессов в формировании (подготовке) геохимической среды, благоприятной для создания рудных концентраций металлов.

Разрабатываемый авторами аспект радиогеохимических исследований для решения вопросов радиогеохимической зональности и металлогенической специализации геохимических зон и провинций по существу предусматривает соединение в дальнейшем идей основоположников геохимии В. И. Вернадского и А. Е. Ферсмана с основами регионального металлогенического анализа Ю. А. Билибина и С. С. Смирнова.

Совершенно очевидно, что последовательный анализ закономерностей распределения и миграции урана, тория и других элементов в ходе развития различных геологических процессов открывает дополнительные возможности для изучения процессов формирования урановых месторождений и выяснения источников рудного вещества. В частности, вывод В. И. Смирнова о внутрикоровом источнике рудных месторождений литофильных элементов применительно к урану и торью может быть в какой-то степени конкретизирован. Наиболее благоприятной зоной генерации ураноносных рудоформирующих растворов может быть названа та часть осадочно-метаморфического слоя земной коры, которая расположена выше области проявления гранулитовой и высшей амфиболитовой фации метаморфизма.

При этом в качестве поставщиков урана в рудах вряд ли следует рассматривать отдельные конкретные типы пород (граниты, вулканические стекла и т. д.). Источниками рудного вещества (по крайней мере, применительно к урану) могут быть не отдельные типы пород, а геохимически специализованные блоки фундамента, в которых к периоду рудообразования значительная часть урана находилась в избыточном подвижном состоянии (выше критического уровня). Возникновение таких блоков обусловлено развитием сингенетических и эпигенетических подготовительных процессов.

Конкретные условия мобилизации урана могут быть обусловлены различными процессами, среди которых можно выделить следующие:

1. Магматическая дифференциация, накопление избыточных количеств урана и тория в остаточном расплаве и вынос элементов из интрузивных камер постмагматическими растворами. Этот процесс имеет, по-видимому, решающее значение при формировании радиоактивных пегматитов, скарнов, карбонатитов и высокотемпературной ураноториевой минерализации.

2. Вынос урана при наложении регионального и контактового метаморфизма на первично-ураноносные углеродисто-глинистые и углеродисто-кремнистые сланцы. По данным многих исследователей, метаморфизм органического вещества приводит к разрыву связей U с S_{org} и высвобождению огромных масс элемента совместно с водой,

СО₂ и другими летучими компонентами (миграция в виде уранил-карбонатных комплексов).

3. Вынос урана совместно с фтором, хлором, цезием и другими элементами при девитрификации (раскristаллизации) вулканических стекол кислого состава с избыточным (выше критического уровня) содержанием урана. С процессами приповерхностной раскristаллизации расплавов связаны специфические особенности поведения урана — его вынос при относительно инертном поведении тория и миграция в форме уранил-галогенидных комплексов.

4. Мобилизация урана при процессах гидротермального метасоматоза. В зависимости от содержания элементов в материнских породах, термодинамических и иных условий вынос урана и иногда тория может происходить при наложении различных процессов калиевого метасоматоза, грейзенизации, субщелочном метасоматозе и т. п.

Максимальное развитие процессов мобилизации рудных компонентов в связи с воздействием растворов в различных диапазонах температуры и давления отмечается преимущественно в конечные стадии развития подвижных поясов и в периоды тектоно-магматической и тектонической активизации.

Опыт радиогеохимических исследований, проведенных в различных масштабах в пределах разнотипных геологических структур (щитов, платформ и фанерозойских складчатых областей), показывает, что данные по геохимической зональности распределения радиоактивных элементов могут быть успешно использованы для прогноза и поисков месторождений на всех стадиях геологопоисковых и оценочных работ. Перспективы геохимического подхода к решению научных и практических задач металлогении и поисков месторождений полезных ископаемых связаны с возможностью учета всего баланса металлов, представленных в земной коре в виде рассеянных элементов и рудных скоплений. При оценке потенциальной рудоносности отдельных территорий в качестве ведущих поисковых критериев могут быть использованы не только абсолютное содержание рудных элементов, но и степень геохимической дифференцированности вещества литосферы или контрастность распределения урана, тория и других металлов в минералах, горных породах и геологических формациях.

Закономерное сочетание в пределах отдельных фрагментов земной коры горных пород и геологических формаций, различающихся содержанием и соотношением рудных элементов, позволяет выделить несколько соподчиненных типов геохимических провинций и зон.

1. Геохимические пояса (мегапровинции), охватывающие несколько разнородных геологических структур высшего порядка (обрамление платформ, гессинклинальные пояса, складчатые системы и т. д.). В металлогеническом отношении они определяют положение рудных поясов. Примерами могут служить рудные пояса Канады, Средиземноморья и др.

2. Геохимические провинции, прослеживающиеся в пределах отдельных фрагментов щитов и платформ, геосинклинальных и складчатых областей и соответствующие металлогеническим провинциям (провинции «черных» сланцев Швеции и США и др.).

3. Геохимические зоны, локализующиеся в структурно-формационных зонах геосинклинальных, складчатых и платформенных областей в связи с развитием главным образом наложенных (эпигенетических) процессов и характеризующиеся нарушением первично-конституционального распределения элементов. Эти зоны определяют положение конкретных структурно-металлогенических зон. В их пределах выделяются участки, где проявился преимущественно привнос элементов — зоны привноса, и площади с относительно устойчивым балансом металлов — ненарушенные блоки («целики»). Реже удается зафиксировать

участки, для которых устанавливается преимущественный вынос элементов — зоны выноса. Зоны привноса, как правило, имеют четкую зональность в плане и по вертикали. Они фиксируют положение рудных узлов (иногда рудных полей и отдельных месторождений).

Геохимические зоны активной миграции рудных и сопутствующих элементов, являясь прямыми поисковыми признаками, во много раз превышают по размерам первичные ореолы, соответствующие рудным телам и рудным полям месторождений, что значительно облегчает оконтуривание перспективных площадей.

Выделение по геохимическим признакам рудных поясов, провинций и структурно-металлогенических зон открывает дополнительные возможности для установления потенциальной рудоносности геологических структур и развития регионального металлогенического анализа. Одним из путей повышения эффективности методов прикладной геохимии является создание серий (комплекта) поли- и моноэлементных геохимических карт, на которых отражаются пространственно-временные закономерности распределения в земной коре металлов различных геохимических групп и выделены области, благоприятные для формирования их рудных концентраций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдулкабиров М. А. Торий в некоторых гранитоидах Калбы и Алтая.— Изв. АН КазССР, 1958, вып. 2 (31), сер. геол.
2. Абрамович И. И. Уран и торий в интрузивных породах Центральной и Западной Тувы.— Геохимия, 1959, № 4.
3. Адамс Дж. А. С. Содержание урана и тория в вулканических породах.— В сб.: Ядерная геология. М., ИЛ, 1956.
4. Айдинян Н. Х. Определение урана в природных водах люминесцентным методом.— В кн.: Радиогидрогеология. М., Госгеолтехиздат, 1956.
5. Аксельрод Ф. М., Ляликов Ю. С. Концентрирование и определение тория в природных водах.— ЖАХ, 1965, т. 20.
6. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., Изд-во АН СССР, 1962. Авт.: А. А. Беус, Э. А. Северов, А. А. Ситнин, К. Д. Субботин.
7. Альтгаузен М. Н. Причины возникновения эпохи накопления редких металлов и фосфора в морских осадках нижнего палеозоя. М., Госгеолтехиздат, 1956.
8. Аэрогамма-спектрометрический метод поисков месторождений урановых руд. Методическое руководство. Л., ВИТР, 1967.
9. Баласный Н. Д., Болтнева Л. И. Определение содержания радия, тория, калия в горных породах с самолета.— Атомная энергия, 1961, № 6, т. 10.
10. Баранов В. И., Кузьмина Л. А. Ионный метод определения морских илов. Прямое определение иония.— ДАН СССР, 1954, № 3, т. 97.
11. Баранов В. И., Ронов А. Б., Кунашева К. Г. К геохимии рассеянного урана и тория в глинах и карбонатных породах Русской платформы.— Геохимия, 1956, № 3.
12. Баранов В. И., Сурков Ю. А., Виленский В. Д. О существовании изотопных сдвигов в природных соединениях урана.— Геохимия, 1958, № 5.
13. Белая М. П. Колориметрическое определение урана в воде с перекисью водорода.— В кн.: Радиогидрогеология. М., Госгеолтехиздат, 1956.
14. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.
15. Белоусов В. В. Явление тектонической активизации и развитие земной коры.— В кн.: Активизация земной коры. М., «Недра», 1964.
16. Беляев Г. М., Титов В. К., Алексеева Л. Н. Сравнительное изучение докембрийских гранитоидов Алданского щита термолюминесцентным методом.— Советская геология, 1968, № 12.
17. Берзина И. Г. Некоторые данные о слюдах по следам от осколков деления урана.— ДАН, 1967, № 3, т. 170.
18. Берзина И. Г., Берман И. Б., Злотова И. М. Определение возраста слюд по следам от осколков деления урана.— Изв. АН СССР, 1966, № 9 и 10, сер. геол.
19. Берзина И. Г., Кравченко С. М. Изучение пространственного распределения урана в базальтах, щелочно-трахитовых кимберлитах и сиенитах методом радиографии.— ДАН СССР, 1970, № 1, т. 193.
20. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Л., Госгеолтехиздат, 1955.
21. Богацкий В. В. Влияние количества и размеров проб на точность результатов разведки полезных ископаемых.— В кн.: Вопросы методики опробования рудных месторождений при разведке и эксплуатации. М., Госгеолтехиздат, 1962.
22. Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня.— БМОИП, 1965, т. 40, отд. геол.
23. Божичко М. А., Кузнецов А. Г. Методика лабораторных определений содержания радиоактивных элементов в горных породах.— Тр. ВСЕГЕИ, 1968, т. 164.
24. Боровиков Л. И., Драгунов В. И., Смыслов А. А. В. И. Ленин и теоретические проблемы современной геологии.— Тр. ВСЕГЕИ, 1972, т. 178.
25. Боровко Н. Н. Обобщенный логнормальный закон распределения содержаний химических элементов в породах и рудах.— Геохимия, 1964, № 3.

26. Бурков Ю. К. Статистическая модель ряда подвижности малых элементов в условиях седиментогенеза.— Тр. ВСЕГЕИ, 1968, т. 150, нов. сер.
27. Бурков Ю. К., Титов В. К. Некоторые геохимические особенности поздне-докембрийских осадочных образований Березовского прогиба и районов, расположенных к востоку от него.— Тр. ВСЕГЕИ, 1968, т. 142.
28. Быков П. И. Ускоренный фторидный метод.— В сб.: Определение радиоактивных элементов в минеральном сырье. М., Госгеолтехиздат, 1961.
29. Быкова В. С. Ускоренный метод химической подготовки к люминесцентному определению урана в горных породах.— В сб.: Сборник работ по радиохимии. Л., Изд-во АН СССР, 1955.
30. Вартапов Н. А., Самойлов П. С. Практические методы сцинтилляционной гамма-спектрометрии. М., Атомиздат, 1964.
31. Васильев А. В., Ветров А. Г., Думлер Ф. Л. Результаты изучения вторичных ореолов рассеяния рудных элементов на одном из перекрытых эндогенных месторождений урана.— Вопр. рудн. геофизики, 1968, вып. 8.
32. Вернадский В. И. О необходимости исследования радиоактивных минералов Российской империи. СПб, 1910.
33. Вернадский В. И. Радон в природных водах Средней Азии и Закавказья.— БМОИП, 1932.
34. Вернадский В. И. Избранные сочинения. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.
35. Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре.— Геохимия, 1956, № 1.
36. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7.
37. Вистелиус А. Б. Проблемы математической геологии.— Геология и геофизика, 1962, № 12.
38. Вистелиус А. Б. Проблемы математической геологии.— Геология и геофизика, 1963, № 7.
39. Вистелиус А. Б. О некоторых ошибках в применении математических методов при анализе геохимических данных.— Геохимия, 1970, № 11.
40. Войткевич Г. В. Проблемы радиогеологии. М., Госгеолтехиздат, 1961.
41. Волков А. К. Ванадатное определение урана в природных водах.— В кн.: Аналитическая химия элементов. М., Изд-во АН СССР, 1958.
42. Вольнец М. П. Определение тория ионообменно-фотометрическим методом с арсеназо-III.— Заводская лаборатория, 1960, № 26.
43. Воробьев В. П., Лебедев В. И. Некоторые закономерности миграции селена в процессах литогенеза. Тез. докл. междунар. конгресса. Т. II. М., «Наука», 1971.
44. Гамильтон Е. И. Прикладная геохронология. Л., «Недра», 1968.
45. Геологические формации. Вып. 1. Под ред. В. И. Драгунова. Л., 1968.
46. Геохимия редких элементов. Под ред. А. К. Власова. Т. 1. М., «Наука», 1964.
47. Герасимовский В. И. Геохимия урана в магматическом процессе.— В сб.: Основные черты геохимии урана. М., Изд-во АН СССР, 1963.
48. Германов А. И. Уран в природных водах.— В сб.: Основные черты геохимии урана. М., Изд-во АН СССР, 1963.
49. Гецева Р. В. К характеристике осадочно-метаморфогенного типа уранового оруденения.— В кн.: Вопросы геологии урана. М., Атомиздат, 1957.
50. Гольбек Г. Р., Матвеев В. В., Шляпников Р. С. Физический метод определения содержания урана, тория, радия в радиоактивных рудах. Докл. сов. делегации на междунар. конф. по мирному использованию атомной энергии. М., Изд-во АН СССР, 1955.
51. Гумбар К. К., Божичко М. А. Фотометрический метод определения ультрамикрочислителей тория в горных породах.— Радиохимия, 1971, № 1 и 13.
52. Дозиметрия нейтронных потоков по следам от осколков деления урана.— Ядерная геофизика, 1969, вып. 4. Авт.: И. Г. Берзина, М. Ю. Гурвич, Г. И. Хлебников, Ю. С. Шмелевич.
53. Драгунов В. И. Геология и изучение элементов, структуры и уровней организации вещества.— В сб.: Общие закономерности геологических явлений. Вып. 1. Л., 1965.
54. Драгунов В. И. Основные понятия учения о геологических формациях.— В сб.: Геологические формации. Вып. 1, Л., 1968.
55. Дроздовская А. А. Экспериментальное изучение выщелачивания урана и тория из рудоносных песчаников в гипергенных условиях.— В кн.: Исследования природного и технического минералообразования. М., «Наука», 1966.
56. Евсеева Л. С., Перельман А. И. Геохимия урана в зоне гипергенеза. М., Госатомиздат, 1962.
57. Ермолаев Н. П. Анализ процессов перераспределения и отторжения урана от горных пород при их прогрессивном метаморфизме.— Геохимия, 1971, № 8.
58. Ермолаев Н. П. Уран и торий в процессах регионального и контактового метаморфизма горных пород.— Геохимия, 1973, № 4.
59. Ермолаев Н. П., Жидикова А. П. Поведение урана в процессе прогрессивного метаморфизма и ультраметаморфизма на примере западной части Алданского щита.— Геохимия, 1966, № 8.

60. Жариков В. А., Омельяненко Б. И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металоогеническими исследованиями.— В сб.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металоогенических исследованиях рудных районов. М., «Недра», 1965.
61. Жаров П. Н. Методы определения урана в воде.— В кн.: Радиогидрогеология. М., Госгеолтехиздат, 1956.
62. Жаров П. Н. Ускоренный метод определения радия в водах.— Радиохимия, 1960, вып. 5, т. 2.
63. Железнова Е. И., Шумилина И. П., Юфа Б. Я. Радиометрические методы анализа естественных радиоактивных элементов. Практическое руководство. М., «Недра», 1968.
64. Жарова В. В., Зыков С. И., Тугаринов А. И. О возрасте цирконов древнейших формаций Кольского полуострова.— Геохимия, 1961, № 12.
65. Зоненшайн Л. П. О многоосинклиналиях.— Геотектоника, 1969, № 4.
66. Изучение уровней организации вещества.— Тр. ВСЕГЕИ, 1971, т. 177. Авт.: Е. А. Басков, В. И. Васильев, В. И. Драгунов, Г. А. Мурина.
67. Исабаев Е. А., Асылбаев У. Х., Чердынцев В. В. Исследование активности в природных объектах.— Радиохимия, 1960, № 1.
68. Ицкиссон Г. В. Кристаллохимическое фракционирование калия и натрия в метаморфических процессах и его металоогеническое значение.— В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., «Наука», 1970.
69. К геохимии радиоактивных (U, Th), щелочных (Li, Rb, Cs) элементов и бора в интрузивных комплексах Центральной Камчатки.— Геология и геофизика, 1971, № 1. Авт.: Л. Л. Леонова, Н. И. Удальцова, О. Н. Вольнец, А. В. Колосков, Г. Ф. Флеров.
70. К геохимии радиоактивных элементов в породах кировоград-житомирского магматического комплекса Украины.— Тр. РИАН, 1956, т. 7. Авт.: Л. В. Комлев, М. С. Филиппов, С. И. Данилевич, К. С. Иванов.
71. Каблук А. Д. Использование ореолов рассеяния урана и элементов-спутников при поисках и разведке гидротермальных урановых месторождений. Методическое руководство. М., «Недра», 1964.
72. Казицын Ю. В., Архипович Е. Н. Теоретические основы и практические задачи исследования термолюминесценции минералов и горных пород.— В сб.: Новые методы и аппаратура для минерало-петрографических исследований. Новые методы в минералогии. М., ВИМС, 1970.
73. Казмин В. Н., Орлов И. В. К вопросу о принципах составления геохимических карт при геологической съемке.— Советская геология, 1966, № 6.
74. Ковалев В. А. Геохимические аспекты исследования Th/U отношения в осадочных породах.— Геохимия, 1965, № 5.
75. Коган Р. М., Фридман Ш. Д. Об исследовании смеси радиоактивных элементов пороговыми спектрометрами.— Изв. АН СССР, 1960, № 6, сер. геофиз.,
76. Комаров А. Н. Радиографические методы в минералогических и геохимических исследованиях.— Изв. АН СССР, 1968, № 1.
77. Комаров А. Н., Сквородкин Н. М. О фигурах травления радиационных дефектов в минералах.— ДАН СССР, 1968, № 3, т. 181.
78. Комаров А. Н., Шуклолюков Ю. А. О форме нахождения урана в слюдах.— Геохимия, 1966, № 11.
79. Комлев Л. В. Некоторые вопросы геохимии урана и тория в гранитных магмах.— В сб.: Академия наук СССР — академику Вернадскому. М., Изд-во АН СССР, 1936.
80. Комлев Л. В. К геохимии радиоактивных элементов в Средней Азии.— Тр. радиового ин-та, 1938, т. 4.
81. Копжинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953.
82. Красников В. И. Глубинные поиски рудных месторождений по первичным ореолам.— В кн.: Геологические результаты прикладной геохимии и геофизики. М., Госгеолтехиздат, 1960.
83. Кузнецов В. И., Акимова Т. Г., Елисеева О. П. Концентрирование и определение тория в морской воде и природных водах.— Радиохимия, 1962, № 4.
84. Кузнецов В. И., Никольская И. В. Фотометрическое определение тория в природных водах с предварительным концентрированием. ЖАХ, 1960, т. 15.
85. Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. М., ИЛ, 1955.
86. Кюри М. Радиоактивность. М., Физматгиз, 1960.
87. Лабораторные работы и задачи по радиометрии. М., Атомиздат, 1964. Авт.: В. И. Баранов, А. С. Сердюкова, Л. В. Горбушина, И. М. Назаров, З. Н. Ефимкина.
88. Лавров Н. П. О применении термолюминесцентного метода для определения относительного возраста гранитоидов.— Геология рудных месторождений, 1961, № 6.
89. Ларсен Е. С., Файер Д., Готтфрид Д. Уран в магматической дифференциации.— В сб.: Геология атомных сырьевых материалов. М., Госнаучтехиздат, 1956.
90. Ленин С. С., Сериков И. В. Определение урана в горных породах рентгеноспектральным флуоресцентным методом.— В кн.: Инструкция НСАМ при ВИМСе. М., 1968.

91. Леонова Л. Л. Люминесцентный метод определения малых количеств урана в изверженных горных породах.— *Геохимия*, 1956, № 8.
92. Леонова Л. Л., Таусон Л. В. Распределение урана по минералам каледонских гранитоидов Сусамырского батолита (Центральный Тянь-Шань).— *Геохимия*, 1958, № 7.
93. Львов Б. К. Уран и торий в гранитоидах Кочкарского района (Южный Урал).— *Тр. ВСЕГЕИ*, 1963, вып. 95.
94. Ляхович В. В. Рациональная методика извлечения акцессорных минералов из гранитоидов. М., «Недра», 1966.
95. Малецова З. В. Определение микроколичеств урана в породах и минералах. В кн.: *Радиоактивные элементы в горных породах. Тез. докл. Новосибирск, 1972.*
96. Мельников Г. А. Опыт определения густоты сети опробования методами вариационной статистики.— *Разведка недр*, 1934, № 4.
97. Методические указания по геохимическому картированию при геологосъемочных работах м-ба 1:200 000, 1:50 000. М., 1965. Авт.: А. А. Беус, С. П. Рогожин, Ю. А. Алентьев, С. В. Григорян, Н. Б. Стахевич.
98. Методы определения радиоактивных элементов в минеральном сырье. Сборник статей. М., Госгеолтехиздат, 1958.
99. Минеева И. Г. О подвижной форме урана и тория в щелочных породах и связанных с ними постагмагматических образованиях.— *Геохимия*, 1965, № 4.
100. Митропольский А. К. Техника статистических вычислений. М., Физматгиз, 1961.
101. Мищенко В. С. Опыт экспериментально-математического изучения вопроса об оптимальной площади опробования гранитоидов при изучении их акцессорных минералов.— *Геохимия*, 1965, № 2.
102. Морозов Г. В. Определение относительного возраста антропогенных отложений Украины термолюминесцентным методом. Киев, «Наукова думка», 1969.
103. Мягков В. Ф. О закономерностях в изменении тесноты связей между содержаниями компонентов в зональных рудных телах.— *ДАН СССР*, 1968, № 1, т. 182.
104. Наливкин Д. В. Учение о фациях. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1955.
105. Налимов В. В. Применение математической статистики при анализе вещества. М., Физматгиз, 1960.
106. Нейерберг Дж. И. Уран в изверженных породах США.— В сб.: *Геология атомных сырьевых материалов*. М., Госнаучтехиздат, 1956.
107. Немодрук А. А., Глухова Л. П. Определение шестивалентного урана в кислых средах.— *ЖАХ*, 1966, т. 93.
108. О возможности выявления миграции урана и продуктов его распада в минералах.— *ДАН СССР*, 1967, № 5, т. 177. Авт.: И. Г. Берзина, А. Н. Столярова, Г. Н. Флеров, Ю. С. Шимелевич.
109. О протерозойском возрасте пород Алданского комплекса.— *Геохимия*, 1967, № 3. Авт.: А. И. Тугаринов, Е. В. Бибикина, Г. А. Мельникова, С. И. Зыков, М. С. Чухахин.
110. О раздельном определении урана, тория и калия в естественном залегании с помощью сцинтилляционного гамма-спектрометра.— *Вопросы рудной геофизики*. 1964, вып. 4. Авт.: М. М. Соколов, И. П. Клевцов, А. А. Федоров, П. П. Хитёв.
111. Об отжиге трещок от осколков спонтанного деления урана в кристаллах слюды и стеклах.— *ДАН СССР*, № 6, т. 171. Авт.: И. Г. Берзина, И. В. Воробьева, Я. Е. Гугузин, И. М. Злотова.
112. Озерова Н. В., Сидорова Л. А. Колориметрическое определение урана при помощи арсеназо-III в подземных водах.— *Тр. ВСЕГИНГЕО*, 1967, № 64.
113. Определения концентрации урана и его пространственного распределения в минералах и горных породах.— *Атомная энергия*, 1967, вып. 6, т. 23. Авт.: И. Г. Берзина, И. Б. Берман, М. Ю. Гурвич, Г. Н. Флеров, Ю. С. Шимелевич.
114. Определение изотопов урана, тория и радия в природных силикатных образованиях.— *Информ. сб. ВСЕГЕИ*, 1960, № 30. Авт.: П. И. Чайкин, Н. В. Голубев, К. К. Гумбор, В. Г. Жерехов.
115. Опыт определения содержания RaC' , ThC'' и K^{40} в однородных гранитоидах по энергетическому составу гамма-лучей.— *Изв. АН СССР*, 1962, № 5. Авт.: Н. Д. Балаянский, Р. М. Коган, О. С. Ренис, Ш. Д. Фридман.
116. Основные принципы и методика радиогеохимического картирования горных пород. Под ред. А. А. Смыслова. Л., «Недра», 1968.
117. Основные черты геохимии урана. Под ред. А. П. Виноградова. М., Изд-во АН СССР, 1963.
118. Павлов М. Г., Шор Г. М., Бурков Ю. К. Некоторые закономерности распределения урана и других элементов в меловых отложениях Южного Приаралья.— *Тр. ВСЕГЕИ*, 1968, т. 142.
119. Палей П. Н. Методы определения малых количеств урана.— В сб.: *Исследования в области геологии, химии и металлургии*. М., Изд-во СО АН СССР, 1955.
120. Палей П. Н., Немодрук А. А., Давыдов Л. В. Определение урана экстракцией трибунифосфатом в четыреххлористом углероде.— *Радиохимия*, 1961, вып. 3.

121. Пинский Э. М., Савинова И. Б., Смыслов А. А. Распределение урана по минералам и эволюция форм его нахождения в основных минералого-геохимических типах гранитоидов Северного Казахстана.— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Тез. докл. Новосибирск, 1972.
122. Плуман И. И. Ураноносность горных битуминозных аргиллитов верхней юры Западно-Сибирской плиты.— *Геохимия*, 1971, № 11.
123. Плющев Е. В., Смыслов А. А. О закономерностях распределения урана и тория по минералам изверженных пород.— В сб.: Радиоактивные элементы в горных породах. Тез. докл. Новосибирск, 1972.
124. Пожарицкий К. Л. Сравнительные результаты опробования пробами разного размера.— *Изв. ГГРУ*, 1931, вып. 3.
125. Пожарицкий К. Л. Опробование месторождений цветных редких металлов и золота. Практическое руководство для геологов. М., *Металлургиздат*, 1947.
126. Поляков А. И., Коробков В. И. Применение метода количественной микроавтордиографии в геохимии.— *Геохимия*, 1966, № 10.
127. Рабинович А. В. Геохимические исследования магматических и осадочных пород. Л., «Недра», 1970.
128. Разумовский Н. К. Логнормальный закон распределения вещества и его особенности.— *Зап. ЛГИ*, 1948, т. 20.
129. Ранкама К. Изотопы в геологии. М., ИЛ, 1956.
130. Резников А. А., Муликовская Е. П. Люминесцентное определение урана в природных водах.— *Информ. сб. ВСЕГЕИ*, 1961, № 51.
131. Родионов Д. А. Трехпараметрические распределения содержаний элементов в породах.— *Геохимия*, 1963, № 2.
132. Родионов Д. А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. М., «Наука», 1964.
133. Ронов А. Б., Балашов Ю. А., Мигдисов А. А. Геохимия редкоземельных элементов в осадочном цикле.— *Геохимия*, 1967, № 1.
134. Ронов А. Б., Ермишкина А. И. Методика составления количественной литолого-геохимической карты.— *ДАН СССР*, 1953, № 5, т. 91.
135. Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Барская Н. В. Закономерности развития осадочных пород и палеогеографических условий седиментации на Русской платформе. (Опыт количественного исследования).— *Литология и полезные ископаемые*, 1969, № 6.
136. Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Северо-Американской платформ.— *Геохимия*, 1970, № 4.
137. Рябчиков Д. И., Саввин С. Б., Дедков Ю. М. Фотометрическое определение тория с арсеназо-III.— *ЖАХ*, 1964, т. 19.
138. Саввин С. Б. Арсеназо-III. М., *Атомиздат*, 1966.
139. Саввин С. Б., Кузнецов В. И. Экстракционно-фотометрическое определение урана.— *Радиохимия*, 1960, вып. 2.
140. Сафронов Н. И. К вопросу об ореолах рассеяния месторождений полезных ископаемых и их использовании при поисках и разведке.— *Проблемы советской геологии*, 1936, № 4.
141. Сафронов Н. И. К теории первичных ореолов рассеяния рудных месторождений.— *Тр. ВИТР*, 1962, № 5.
142. Сафронов Н. И. Методика поисковых работ для обнаружения скрытых рудных месторождений.— В кн.: Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения. М., *Госгеолтехиздат*, 1963.
143. Сафронов Н. И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. Л., «Недра», 1971.
144. Семенов А. И., Смыслов А. А. Геохимические критерии связи промышленного оруденения с горными породами и проблема источников оруденения.— *Зап. Всесоюз. минер. об-ва*, 1967, вып. 5, ч. 96.
145. Сисигина Т. И. Спектральный состав гамма-излучения элементов семейства урана и тория.— *Изв. АН СССР*, 1957, № 12, сер. геофиз.
146. Смыслов А. А. Радиоактивные элементы в изверженных породах Северного Казахстана.— *Геохимия*, 1958, № 3.
147. Смыслов А. А., Баранов Г. М. Методика опробования горных пород и полевые гамма-спектрометрические измерения.— В сб.: Основные принципы и методика радиогеохимического картирования горных пород. Л., «Недра», 1968.
148. Смыслов А. А., Баранов Г. М. Некоторые вопросы методики составления и анализа радиогеохимических карт.— *Вопросы рудной геофизики*, 1968, вып. 8.
149. Смыслов А. А., Плющев Е. В. Основные принципы и методика составления радиогеохимических карт.— В кн.: Основные принципы и методика радиогеохимического картирования горных пород. Л., «Недра», 1968.
150. Смыслов А. А., Титов В. К. Роль регионального метаморфизма в формировании радиогеологической зональности земной коры.— *Изв. АН СССР*, 1967, № 11, сер. геол.
151. Смыслов А. А., Титов В. К., Шор Г. М. Закономерности миграции радиоактивных элементов в земной коре и принципы регионального геохимического районирования складчатых областей, щитов и платформ.— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск, 1972.

152. Собо́тович Э. В. Изотопы свинца в геохимии и космохимии. М., Атомиздат, 1970.
153. Соловов А. П. Основы теории и практики металлометрических съемок. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1959.
154. Соловьев В. Г. Вариационная статистика в приложении к разведке и подсчету запасов месторождений полезных ископаемых.—Разведка недр, 1938, № 1.
155. Соловьев В. Г. Методы вариационной статистики в приложении к разведке и подсчету запасов месторождений полезных ископаемых.—Тр. ЦНИГРИ, 1939, вып. 115.
156. Сопоставление результатов спектрального и масс-спектрометрического определения изотопного состава микроколичеств свинца. Бюлл. комис. по опред. абс. возраста геол. формаций, 1964, вып. 6. Авт.: М. С. Каштан, Г. Н. Хлопина, Э. В. Собо́тович, А. В. Ловцос.
157. Сочеванов В. Г., Мартынова Л. Т. Радий и торий. Ускоренный метод.—В сб.: Методы определения радиоактивных элементов в минеральном сырье. Л., Госгеолтехиздат, 1958.
158. Спицын В. И., Хаборенко К. Б., Брусиловский С. А. Применение трилона-Б при эманационном определении радия. Неорганическая химия, 1956, № 1 и 9.
159. Сравнительная геохимия геосинклинальных и платформенных осадочных толщ.—Геохимия, 1965, № 8. Авт.: А. Б. Ронов, Ю. П. Гирин, Г. А. Казаков, М. М. Илюхин.
160. Старик И. Е. Радиохимический анализ.—В сб.: Анализ минерального сырья. М., Химтеоретиздат, 1936.
161. Старик И. Е. Радиоактивные методы определения геологического времени.—ГОНТИ, 1938.
162. Старик Е. И., Бронштейн Е. И. Полярнографическое определение урана в воде.—Журнал общей химии, 1948, вып. 3, т. 7.
163. Старик И. Е., Смагина А. С. Выделение радия и его изотопов из горных пород.—Тр. Радиевого ин-та, 1933, т. 2.
164. Старик И. Е., Старик Ф. Е., Лазарев К. Д. Определение тория в морской воде.—ЖАХ, 1959, т. 14.
165. Старик И. Е., Щепотьева Е. С. Методы определения радиоактивности природных образований. М.—Л., Госгеолиздат, 1946.
166. Старик Е. И., Старик Ф. К., Елизарова Л. Н. Сравнительная выщелачиваемость некоторых изотопов.—Бюлл. комис. по определ. абс. возраста геол. формации, 1961, вып. 4.
167. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1, 2 и 3. М., Изд-во АН СССР, 1959 и 1963.
168. Сыромятников Н. Г., Капацкая Л. А. Определение тория в природных водах после ионообменного обогащения.—Радиохимия, 1960, № 6.
169. Сыромятников Н. Г., Кузнецов В. И. Определение изотопного состава природных вод с помощью ионного обмена.—Радиохимия, 1965, № 4, т. 5.
170. Сыромятников Н. Г., Мешков В. И., Лазарев Л. Н. Радиоактивность вод морей и океанов.—Радиохимия, 1962, № 5, т. 2.
171. Сыромятников Н. Г., Шварцман Г. А. Миграция стронция-90 в непроточных водоемах.—Геохимия, 1956, № 3.
172. Таусон Л. В. К геохимии урана в гранитоидах Черновинского массива (Горный Алтай).—Геохимия, 1956, № 3.
173. Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961.
174. Тернер Ф. Дж. Эволюция метаморфических пород. М., ИЛ, 1951.
175. Титов В. К. Уран и торий в метаморфических породах.—В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск, 1972.
176. Тлеубергенова Г. Определение отношения Th/U в минералах и рудах при помощи толстослойных фотопластинок.—ЖАХ, 1959, вып. 2, т. 14.
177. Токарев А. Н., Щербаков К. И. Радиогидрогеология. М., Госгеолтехиздат, 1956.
178. Трофимова Л. В., Сыромятников Н. Г. Определение урана, тория и циркония из одной навески с арсенатом-III.—Завод. лабор., 1965, № 3.
179. Тугаринов А. И. Уран в метасоматических процессах.—В сб.: Основные черты геохимии урана. М., Изд-во АН СССР, 1963.
180. Тугаринов А. И. О причинах формирования рудных провинций.—В сб.: Химия земной коры. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
181. Тугаринов А. И. Об использовании вариаций изотопного состава при изучении ураноносного региона.—Атомная энергия, 1968, т. 25, вып. 6.
182. Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М., «Недра», 1966.
183. Тугаринов А. И., Змеенкова А. В. Об источнике рудного вещества при эндогенном рудообразовании—Сов. геология, 1960, № 4.
184. Угаров В. А., Смыслов А. А. Математическая обработка результатов геохимического картирования горных пород.—Тр. ВСЕГЕИ, 1968, т. 164, нов. сер.

185. Удальцова Н. И. Определение микроколичеств тория в горных породах.— Изв. СО АН СССР, 1968, № 12, вып. 5, сер. химич.
186. Удальцова Н. И. Определение микроколичеств урана и тория в горных породах из одной навески.— Изв. СО АН СССР, 1971, № 7, вып. 3, сер. химич.
187. Ушакова А. М. К методике микрорадиографического анализа.— В сб.: Теоретические и генетические вопросы минералогии и геохимии. Киев, Изд-во АН УССР, 1963.
188. Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., ИЛ, 1962.
189. Ферсман А. Е. Геохимия. Т. 1. М., Госхимтехиздат, 1934.
190. Ферсман А. Е. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936.
191. Хаин В. Е. Возрожденные (эпиplatformенные) орогенические пояса и их тектоническая природа.— Сов. геология, 1965, № 7.
192. Харитонов Р. Ш. Естественная радиоактивность горных пород палеозоя и кристаллического фундамента северо-востока Татарии и юга Удмуртии. Автореф. дис. на соискание уч. степ. канд. геол.-минер. наук. Казань, 1966.
193. Хитров В. Г., Кортман Р. В. Рекомендуемые содержания породообразующих и малых элементов в стандартных породах ИГЕМ по данным межлабораторного анализа. М., ИГЕМ АН СССР, 1969.
194. Хлопин А. Г., Герлинг Э. К. Новый метод определения абсолютного возраста минералов.— ДАН СССР, нов. сер., 1947, т. 58, № 7.
195. Цейтлин С. Г. Радиохимический анализ горных пород с применением фтористого аммония.— Тр. ИГЕМ, 1965, т. 126.
196. Чайкин П. И., Гумбар К. К., Зарезакин С. К. Эманационное определение изотопов радия в присутствии железа, кальция и других элементов.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1956, № 4.
197. Чайкин П. И., Жерехов В. Г. Определение тория в горных породах с арсеназо-III после хроматографического выделения.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1956, № 4.
198. Чайкин П. И., Жерехов В. Г. Определение иония в природных водах колориметрическим методом.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 49.
199. Ченцов И. Г. О вхождении урана в некоторые породообразующие минералы.— Тр. ИГЕМ, 1959, вып. 28.
200. Чердынцев В. В. Об изотопном составе радиоактивных элементов в природных объектах в связи с вопросами геохронологии.— В кн.: Тр. III сессии по абсол. возрасту. М., Изд-во АН СССР, 1955.
201. Чердынцев В. В., Кислицина Г. И. Определение радиоактивности открытых водоемов.— Тр. ГИН АН СССР, 1946, вып. 7.
202. Чердынцев В. В., Кузмина А. Н. Опыт применения ультразвука для извлечения торона и актинона из вод.— Радиохимия, 1955, вып. 4, т. 10.
203. Чердынцев В. В., Усатов Э. П. Изотопный состав урана природных вод.— Радиохимия, 1960, вып. 1, т. 2.
204. Черкасов Ю. А. Термодисперсионный метод измерения показателей преломления минералов.— Минер. сырье, 1961, вып. 3.
205. Шатков Г. А., Шаткова Л. Н., Гушин Е. Н. О распределении урана, тория, фтора, хлора, молибдена и ниобия в липаритах и кислых вулканических стеклах.— Зап. ВМО, 1970, вып. 2, ч. 49.
206. Шашкин В. Л. Методы анализа естественных радиоактивных элементов. М., Госатомиздат, 1961.
207. Шестаков Г. И. Определение микрограммовых количеств урана, тория и свинца в минералах при помощи ионообменных смол.— Бюлл. комис. по опред. абс. возраста геол. формаций, 1967, вып. 8.
208. Шиманский А. А. К вопросу о методике опробования редкометалльных пегматитов натро-литиевого типа. В сб.: Вопросы методики опробования рудных месторождений при разведке и эксплуатации. М., Госгеолтехиздат, 1962.
209. Шор Г. М. Закономерности распространения урана в подземных водах артезианских бассейнов.— В сб.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск, 1972.
210. Шор Г. М., Воробьев В. П. Уран и торий в породах осадочного чехла Туранской плиты.— В сб.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск, 1972.
211. Штилле Г. Избранные труды. М., «Мир», 1964.
212. Шумилин И. П. Радиометрические анализы руд и пород по бета-гамма-лучам с разной степенью фильтрации.— В сб.: Вопросы рудной радиометрии. М., Госатомиздат, 1962.
213. Щеглов А. Д. О сравнительном изучении рудных месторождений при металлогенических исследованиях.— Геология рудных месторождений, 1960, № 4.
214. Щеглов А. Д. Основные черты металлогении зон автономной активизации.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. М., Изд-во АН СССР, 1967.
215. Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., «Недра», 1968.

216. Экогенные эпигенетические месторождения урана. Под ред. А. И. Перельмана. М., Атомиздат, 1965.
217. Юфа Б. Я. Некоторые вопросы применения математической статистики при геохимических исследованиях.— В сб.: Материалы III Ленинградской геохимической конференции. Л., ЛГИ, 1969.
218. Ядерная геология. Под ред. И. Е. Старика. М., ИЛ, 1956.
219. Adams J. A., Richardson I. E., Templeton Ch. C. Determinations of thorium and uranium in sedimentary rocks by independent methods.— *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1958, vol. 13, N 4.
220. Adams J. A., Weaver C. E. Thorium-to-uranium ratios as indicators of sedimentary process: example of concept of geochemical faces.— *Bull. Amer. Assoc. of Petroleum Geologists*, 1958, vol. 42.
221. Aitchison J. A., Brown J. A. The lognormal distribution.— Cambridge University Press, 1957.
222. Chen Cuo-da. Examples of astirving regions in the Chinese Platform with special reference to the «talhasia» problem.— *Acta geol. Sinica*, 1956, N 36.
223. Cobb J. C., Kulp J. L. Isotopic geochemistry of uranium and lead in the Swedish Kolm and its associated shale.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1961, 24, N 3/4.
224. Gross W. H. Radioactivity as a guide to ore.— *Econ. Geol.*, 1952, vol. 47, N 7.
225. Crimbert A. Sur l'origine des impregnations uraniferes des schistes Houillers de saint-Hippolyte (Haut-Rhin).— *Bull. de la Soc. geol. de France*, 1956.
226. Doing K. The natural gamma-rayflux: in situ analysis.— *Geophysics*, 1968, vol. 33, N 2.
227. Ebert K. H., Wänke H. E. Über die Einwirkung der Hohenstrahlung auf Eisenmeteorite.— *Naturforschung*, 1957, H. 6.
228. Fleicher R. L., Price P. B., Walker R. M. Frack registration in various solidstate nuclear track detector.— *Physial revien*, 1964, vol. 133, N 5.
229. Fleicher R. L., Price P. B., Walker R. M. The ion explosion spike mechanism for formation of charaga particle tracks in solids. *Rec. Nucl. Sci.*, 1965, 15, N 1.
230. Grimaldi F. S., Ward F. N., Fujat R. K. A direct fluorimetre method for the determination of small amounts of uranium in the field and laboratory.— *US Geol. Surv. Bull.*, 1954, N 1006.
231. Hawkes H. E. Principles of geochemical prospecting.— *US Geol. Survey Bull.*, 1957, N 1000—F.
232. Heier K. S. Uranium, thorium and potassium in eclogitic rocks.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1963, vol. 27, N 8.
233. Heier K. S., Adams J. A. S. Concentration of radioactive elements in deep crustal material.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1965, vol. 29, N 1.
234. Heier K. S., Rogers J. J. W. Radiometric determination of thorium uranium and potassium in basalt and two magmatic differentiation series.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1963, vol. 27, N 2.
235. Holland H. D., Kulp I. L. The transport and deposition of uranium, ionium and radium in rivers, oceans and ocean-sediments.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1954, vol. 5, N 5.
236. Joli I. I. Radioactivity and Geology Archibald Constable. London, 1909.
237. Keevil N. B. Thorium—uranium ratios in rocks and minerals. *Journ. Amer. Sci.*, 1944, vol. 242, N 6.
238. Mero, John L. Uses of the gamma-ray spectrometer in mineral exploration.— *Geophysics*, 1960, vol. 25, N 5.
239. Morgan J. W., Lovering J. F. The determination of Uranium and thorium in rocks by neutron analysis.— *Anal. Chem. Acta*, 28, 1963.
240. Morgan J. W., Lovering J. F. Uranium and Thorium abundances in the Basalt Cored in Mohole Projekt (Quadalupe).— *Journ. of Geophys. Res.*, 1965, vol. 70, N 18.
241. Morgan J. W., Lovering J. F. Abundances of rare earth elements in eclogitic rocks and basaltic achondrites.— *Nature (Engl.)*, 1965, 208, N 5017.
242. Patterson C., Tilton G., Inghram M. Age of the Earth.— *Science*, 1955, vol. 121, N 3134.
243. Strutt R. J. On the distribution radium in the earth crust. *Proceedings of Boyal Society, ser. physical and mathemat sci.*, 78, 1906.
244. Tilton G. R. The distribution of trace quantities of uranium in nature.— *Atom. Energy Com. Rept.*, 1951, 3182.
245. Tilton G. R., Aldrich M. G. Inghram Mass-spectrometric determination of thorium.— *Anal. Chem Acta*, 1954, vol. 26.
246. Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1961, 72, N 2.
247. Webster R. K. Mass spectrometric isotope delution analysis. In: *Methods in geochemistry*. Ed. A. A. Smales and Chapber. 7, 1960.
248. Whitfield S. M., Rogers J. J., Adams S. U. O. The relationship between the petrology and the thorium and uranium contents of some granitic rocks.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1957, N 3.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение. (А. А. Смыслов)	3
Раздел первый. МЕТОДИКА РАДИОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ	
<i>Глава I.</i> Полевые радиометрические и геохимические методы изучения радиоактивности горных пород (Г. М. Баранов, А. А. Смыслов, М. И. Тюхтин, И. М. Тененбаум, Л. Н. Шаткова, И. Б. Савинова)	6
<i>Глава II.</i> Основные лабораторные методы определения содержания радиоактивных элементов в горных породах и водах (М. А. Божичко, Н. В. Голубев, А. Г. Кузнецов, П. И. Чайкиц)	28
<i>Глава III.</i> Изучение форм нахождения урана и тория в горных породах и минералах (И. Б. Савинова, Л. Н. Шаткова, А. А. Смыслов, при участии Ю. В. Ильинского)	48
<i>Глава IV.</i> Математическая обработка геохимических данных (В. А. Угаров)	62
<i>Глава V.</i> Основные принципы и методика построения радиогеохимических карт (А. А. Смыслов, Е. В. Плющев, В. К. Титов, Г. М. Шор, Г. Б. Кочкин, при участии В. М. Котовой и И. В. Чиркова)	75
Раздел второй. РАДИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ И ЗОНЫ И КРИТЕРИИ ИХ РУДОНОСНОСТИ	
<i>Глава VI.</i> Распределение урана и тория в минеральном веществе земной коры (А. А. Смыслов)	95
<i>Глава VII.</i> Радиогеохимические особенности геологических формаций докембрийских складчатых областей (В. К. Титов, В. М. Терентьев)	108
<i>Глава VIII.</i> Радиогеохимические особенности геологических формаций фанерозойских складчатых областей (А. А. Смыслов, Э. М. Пинский, Г. М. Баранов, И. Б. Савинова)	113
<i>Глава IX.</i> Радиогеохимические особенности осадочных пород и подземных вод чехлы платформ (Г. М. Шор, М. Н. Колюн, И. С. Оношко, В. К. Титов)	118
<i>Глава X.</i> Радиогеохимические особенности зон тектоно-магматической активизации (А. А. Смыслов, Г. А. Шатков)	124
Заключение (А. А. Смыслов, В. К. Титов)	129
Литература	133

Уважаемый читатель!

В 1974 г. выходят из печати следующие книги, посвященные различным вопросам радиогеохимии:

1. **Радиоактивные элементы в горных породах.** (Труды совещания в г. Новосибирске в 1972 г.). Под редакцией *А. И. Тугаринова*. 25 листов.
2. *А. А. Смыслов*. **Уран и торий в земной коре.** 20 листов.

С аннотациями на эти книги можно ознакомиться в планах выпуска издательств «Наука» и «Недра» на 1974 г.

**Предварительные заказы на книги
принимают местные магазины Книготорга**

**Предварительный заказ гарантирует
приобретение нужной Вам книги
в первые дни ее продажи**

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

Радиогеохимические исследования
Методические рекомендации

Ответственный редактор *А. А. Смыслов*

Лит. редактор и корректор *Т. С. Гуляева*

Техн. редактор *Т. В. Гвоздева*

25502. Сдано в набор 1/XII-1973 г. Подписано в печать 15/III-1974 г.
Печ. л. 9+1 вкл. Усл. л. 12,79. Уч.-изд. л. 13,17. Бум. л. 4¹/₂+3³/₁₆ вкл.
Формат 70×108¹/₁₆. Тираж 1500 экз. Цена 1 р. 47 к. Заказ № 783.

Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

1р. 47к.

1169

Ra U Th AcU