

С. М. КРАВЧЕНКО
И. Г. БЕРЗИНА

УРАН

В БАЗАЛЬТАХ
И ДОЛЕРИТАХ

ПО ДАННЫМ
f-РАДИОГРАФИИ

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ ЯДЕРНОЙ
ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ

С. М. Кравченко, И. Г. Берзина

УРАН

В БАЗАЛЬТАХ

И ДОЛЕРИТАХ

ПО ДАННЫМ γ -РАДИОГРАФИИ



МОСКВА «НЕДРА» 1975



841
1478

С. М. Кравченко, И. Г. Берзина. Уран в базальтах и долеритах по данным f-радиографии. М., «Недра», 1975. 120 с.

Книга представляет собой первое систематическое исследование распределения урана в базальтах и долеритах с помощью варианта метода f-радиографии, имеющего высокую разрешающую способность и позволяющего изучить пространственную локализацию урана без разрушения структуры пород и минералов. Приведено большое число f-радиограмм и результатов определения валовых концентраций урана в базальтах и долеритах Алданского и Африканского щитов, Сибирской и Русской платформ, вулканических областей Шотландии, Таймыра, Чехословакии, Карпат, Кавказа, а также Курило-Камчатской островной дуги и островов Тихого и Атлантического океанов. Определены величины коэффициентов распределения урана между вкрапленниками базальтов и основной массой, исследовано соотношение концентраций урана в мантийных породах и базальтовых магмах.

Книга дает представление о распределении урана в земных базальтах, выплавлявшихся из мантии, и о четко выраженной зависимости его поведения от процессов кристаллизационной дифференциации. Увеличение концентраций урана в щелочных базальтах по сравнению с менее глубинными толеитовыми более чем на порядок объясняется особенностями процессов фракционирования, характерных для генезиса базальтовых магм.

Результаты исследования имеют общее значение, поскольку выявленные закономерности распространяются также на большую группу «некогерентных» элементов, включающую уран (K, Rb, Cs, Th, Zr, Nb, отчасти TR), характеризующихся сходным поведением в базальтовом магматизме.

Книга рассчитана на геохимиков и петрологов широкого профиля, а также на специалистов в области металлогении урана и термнки Земли.

Табл. 8, ил. 40, список лит. — 128 назв.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В работе впервые в практике советских и зарубежных исследований систематически рассмотрены закономерности распределения урана в основных магматических породах, полученные путем прямого определения содержания этого элемента по данным f-радиографии. Метод f-радиографии, вариант которого разработан И. Г. Берзиной и использован в книге, позволил, во-первых, существенно повысить чувствительность и точность определения содержания урана в горных породах и минералах и, во-вторых, распространить преимущества радиографических методов исследования пространственного распределения элемента в породах и минералах на объекты с очень низкой концентрацией урана.

В свое время первые появившиеся радиографии урана в породах открыли геохимикам удивительный мир детальной картины распределения этого элемента и ярко показали его основную геохимическую особенность — неспособность в существенных количествах входить в главные породообразующие минералы и концентрироваться на границах зерен или во включениях собственных (урансодержащих) минералов. Полученные авторами результаты, характеризующие фактическую картину распределения урана в базальтовых породах, позволяют непосредственно «увидеть» поведение урана в процессе кристаллизации магматических пород. До настоящего времени у нас не было таких прямых данных.

Очень важно, что этим методом авторы исследовали разнообразные основные породы, различающиеся по условиям формирования, возрасту, петрохимическому типу и т. п. Поэтому выводы, к которым они приходят, не являются частными, а характеризуют общие закономерности поведения урана при кристаллизации базальтовой магмы. Главный вывод, казалось бы, звучит просто — уран в очень малой степени входит в главные породообразующие силикаты на этапе их первичной кристаллизации и концентрируется (до 90—95%) в основной массе породы, представляющей быстро затвердевшую, нередко закаленную остаточную жидкость. Однако этот вывод имеет фундаментальное значение для магматической геохимии урана. Сле-

дует отметить, что это было в общем известно и раньше. Поэтому главный смысл работы — качественно новое, прямое доказательство указанного положения. С этих позиций и надо оценивать книгу.

Кроме интереснейшего материала по пространственному распределению урана авторы приводят обширные новые данные по распространенности урана в различных базальтах, что очень важно для характеристики генезиса этого типа пород. Однако следует заметить, что авторы не пошли по пути детального обсуждения сложнейших генетических вопросов, а ограничились сжатым, почти конспективным, изложением круга идей, необходимых для интерпретации наблюдаемых закономерностей распределения урана (и других элементов). Эта известная осторожность несомненно сегодня оправдана. Трудно надеяться, что изучение геохимии одного элемента, даже такого интересного, как уран, позволит решить генетические проблемы. Но несомненно также, что без таких данных решение их вообще не представляется возможным. Этим определяется значение книги.

Результаты исследования имеют достаточно общее значение также в связи с тем, что они в известной мере могут быть распространены на большую группу «некогерентных» элементов, включающую уран, характеризующихся сходным поведением в базальтовом магматизме.

По своей новизне, обилию фактического материала и методическим аспектам проведенного исследования эта работа будет полезна как для геохимиков и петрологов, так и для специалистов, изучающих физический режим глубинных недр.

Выполненную С. М. Кравченко и И. Г. Берзиной работу следует рассматривать в качестве важного вклада в советскую часть международного проекта «Верхняя мантия» и нового международного геодинамического проекта.

Доктор геолого-минералогических наук
Н. А. Беляевский,
кандидат геолого-минералогических наук
А. А. Ярошевский

ВВЕДЕНИЕ

Международный проект верхней мантии, предложенный В. В. Белоусовым в 1960 году на сессии Генеральной ассамблеи Международного геодезического и геофизического союза в г. Хельсинки, представляет собой программу исследований земных недр, в том числе влияния верхней мантии на развитие земной коры. В программе предусматривалась необходимость комплексного подхода к проблеме, сочетающего геологические, геофизические, геохимические и геодезические методы исследования.

В соответствии с этой программой авторами по инициативе Н. А. Беляевского были выполнены комплексные геолого-геофизические и геохимические исследования. Одним из результатов этих исследований является настоящая монография, суммирующая большое количество полученных вариантов метода f -радиографии данных по распределению урана в представительной выборке базальтов и связанных с ними пород многих регионов СССР и зарубежных стран. Работы выполнены во Всесоюзном научно-исследовательском институте ядерной геофизики и геохимии (ВНИИЯГГ) и в Институте минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ) в 1966—1973 годы.

Первая работа, освещающая применение ядерно-физических методов исследования для систематического определения концентрации урана и тория в базальтах, была опубликована в 1963 году [90]. Ее авторы не без основания отмечали чрезвычайную скудость достоверной информации о содержании урана и тория в основных породах и доминирующую роль исследований урана и тория в гранитоидах. Как это ни парадоксально, еще десять лет назад геохимия базальтов — пород не только наиболее «универсальных» для всех геологических эпох и наиболее распространенных на земном шаре, но и соответствующих магмам, играющим громадную роль в процессах эволюции верхней мантии и земной коры, представляла собой нечто вроде белого пятна. Это обстоятельство, как нам представляется, было вызвано тремя главными причинами: увлечением гранитами, с которыми связывалось преобладающее большинство месторож-

дений урана, недооценкой глубинных аспектов геологии и, как следствие, недооценкой роли базальтов и аналитическими трудностями в определении концентраций большинства элементов, включая уран, в базальтах.

Между тем в петрологии проблема генезиса базальтов, по-видимому, значительное время занимала одно из первых мест. Статистическая кривая распространенности окислов в породах земного шара, построенная Г. А. Ричардсоном и С. Б. Снисби, показала, что наряду с гранитами базальты резко доминируют по степени распространенности. В то время еще не было известно, что дно океанов, занимающих около 70% поверхности Земли, сложено базальтами и, следовательно, роль базальтов в истории формирования земной коры исключительна. Таким образом, ни одна петрологическая гипотеза, претендующая на универсальность, не могла оставить без ответа вопрос о роли базальтовых магм. Это нашло известное отражение в концепции Н. Л. Боуэна [1] об эволюции изверженных пород и доминирующей роли базальтовой магмы. Однако концепция Н. Л. Боуэна подвергалась постоянной критике и интерес к базальтам в какой-то мере был утрачен. Г. С. Йодер и К. Э. Тилли [2] отмечали, что большинством геологов допускается близость составов базальтов и базальтовой магмы, а гипотеза Н. Л. Боуэна [1] о селективном плавлении перидотитовой мантии находит все большее подтверждение как в геологических наблюдениях, так и в результатах экспериментальных работ. В частности, ими подчеркивались исключительное положение базальтов в сравнении с другими типами изверженных пород, существование соотноствующих им по составу расплавов, поразительное единообразие состава, большой объем и чрезвычайно широкое распространение во всех геологических эпохах.

В последнее десятилетие интерес к проблеме генезиса базальтов вследствие новых успехов геологии и геофизики и экспериментальных исследований при высоких давлениях, а также в связи с ростом степени достоверности развиваемых гипотез настолько вырос, что проблема состава верхней мантии и образования магмы стала «...центральной проблемой науки» [3]. Существенно, что способность к выплавлению огромных количеств базальтовых магм, как полагает сейчас большинство исследователей, является наиболее характерной особенностью верхней мантии. Следует отметить, что осознанию ряда глубинных аспектов способствовало истощение ресурсов легко открываемых поверхностных месторождений.

В последнее десятилетие были широко развернуты экспериментальные и теоретические исследования с целью развития гипотезы зонной плавки применительно к проблеме эволюции и состава базальтовых магм [4, 6]. Широкое развитие получили экспериментальные исследования минеральных равновесий при высоких давлениях, а также по плавлению природных базальтов

и ультрабазитов [2, 5—8]. Специальные исследования были выполнены с целью выяснения роли воды и углекислоты при глубинном магмообразовании [9]. Тщательное изучение включений алмазонасных эклогитов в алмазах позволило реконструировать реальный состав верхней мантии в континентальных областях, который занял место гипотетического «пиролита» Д. Х. Грина и А. Э. Рингвуда [10]. Независимо Г. Т. Холлом с В. Р. Мерфи [91] и А. А. Маракушевым с Л. Л. Перчуком [11] на основании термодинамических расчетов был сделан вывод о проявлении калием и отчасти натрием на ранних стадиях развития Земли (в бескислородной среде) халькофильных свойств и вероятности обогащения калием нижней мантии и ядра Земли, что позволяет, по-видимому, объяснить ряд проблем, связанных с ювенильными источниками щелочей, и некоторые геохимические особенности базальтового магматизма [12]. Для анализа особенностей глубинного магматизма широко использовался метод расчетной термодинамики [13]. Был выполнен анализ проблем глубинной геологии [14—16]. Для развития исследований по проблеме генезиса базальтов большое значение имели изучение океанических базальтов, драгированных с больших глубин [92], а также систематическое исследование формационных [17—19] и петрохимических особенностей базальтов с применением методов математической статистики [20]. Необходимо отметить громадную роль геофизических исследований в общем комплексе работ, в частности глубинных сейсмических зондирований [21], позволяющих получить характеристики пород, залегающих на больших глубинах, которые, по-видимому, еще длительное время не будут доступны для прямого исследования.

Исследованиями Ю. А. Кузнецова [22], В. В. Иванова [23], Ф. К. Шипулина [24] и В. И. Смирнова [25] было показано, что металлогеническая роль базальтовой магмы ранее недооценивалась и многие типы месторождений, ранее связывавшиеся с гранитными интрузиями, по-существу являются производными базальтовых магм. В то же время появились данные, указывающие на возможную генетическую связь крупных нефелин-сиенитовых плутонов с щелочно-базальтовыми магмами [26, 27], что еще более расширило круг месторождений, генезис которых с той или иной долей вероятности связывается с базальтовой магмой. По сравнению с существенными успехами, достигнутыми в перечисленных направлениях исследований проблемы состава верхней мантии и образования базальтовых магм, достижения в области геохимии базальтов кажутся сравнительно скромными, хотя количество достоверных аналитических данных, в частности данных по содержанию в базальтах урана, за последнее десятилетие неизмеримо выросло и продолжает возрастать все убыстряющимися темпами.

В настоящее время успехи в изучении геохимии лунных пород, первый образец которых был доставлен на Землю лишь в

1967 году, кажутся более существенными, чем успехи в изучении геохимии земных базальтов. Между тем роль геохимии базальтов в комплексных исследованиях коры и верхней мантии [28] может оказаться весьма существенной. Так, уже в ближайшем будущем мы можем рассчитывать на расшифровку генетической информации о составе верхней мантии, содержащейся в базальтах, широкая распространенность которых, как отмечалось, делает этот источник информации почти универсальным [29]. Развитие геохимических исследований базальтов на основе высокоточных прецизионных аналитических данных создает возможность проверки и усовершенствования с помощью количественных расчетов ряда геотектонических и петрогенетических гипотез [93—95].

Решающую роль в развитии геохимических исследований базальтов, характеризующихся относительно низкими концентрациями большого числа элементов, сыграло внедрение современных инструментальных методов анализа, прежде всего ядерно-физических методов¹.

Важным этапом в изучении геохимии радиоактивных элементов в базальтоидах явилась серия исследований К. С. Хайера с соавторами [90, 97, 100], выполненная на основе метода гамма-спектрометрии. Работа К. С. Хайера и В. Роджерса посвящена анализу закономерностей распределения урана, тория и калия в базальтах Колумбия Ривер, Палисейд (Северная Америка), Гавай, Японии, района Осло, долеритов Карру (Африка), а также дифференцированного габбро-гранофирового батолита Дулут в Южной Калифорнии. Естественное гамма-излучение измерялось на 256-канальном анализаторе. Стандартное отклонение для урана обычно не превышало 20%. Заслугой авторов явилось использование парных логарифмических графиков для анализа полученных данных. К. С. Хайер и В. Роджерс [96] отметили закономерное положение точек базальтов на графике $\lg U - \lg Th$ по отношению к составу хондритов и ахондритов и констатировали взаимозависимость логарифмов концентраций урана, тория и калия в базальтах и дифференцированных базальтовых сериях. Авторы не нашли объяснения столь тесной геохимической связи урана, тория и калия, геохимические характеристики которых существенно различны. При этом отмечалась более тесная связь калия с торием, чем с ураном. Среднее содержание урана для континентальной коры, по данным К. С. Хайера и В. Роджерса [96], составляло $2,1 \cdot 10^{-4}\%$, для океанической — $0,64 \cdot 10^{-4}\%$ и для мантии — $0,016 \cdot 10^{-4}$ или $0,06 \cdot 10^{-4}\%$. Полученные данные по закономерному положению составов базальтов из различных регионов по отношению друг к другу позволили им сделать предположение об относительной

¹ Ниже упоминаются только те работы по распределению урана в базальтоидах, в которых использовались ядерно-физические методы анализа.

гомогенности мантийных первоисточников по соотношению концентраций урана и тория.

Интересные данные были получены К. С. Хайером с соавторами [97] по распределению концентраций урана и тория в дифференцированном тасманском долеритовом силле Грейт Лейк, породы которого близки к долеритам Карру и Палисейд. Содержания урана и тория были определены в породах зоны закалки, долеритах нижней зоны (с ромбическим пироксеном), кварцевых долеритах центральной зоны, фаялитовом гранофиде и в обычном гранофиде. Состав интрузии в вертикальном разрезе изменялся очень постепенно. Особенностью тасманского долеритового силла является большое постоянство торий/урановых, торий/калиевых и уран/калиевых отношений. Авторы пришли к выводу о том, что контаминация не могла сыграть существенной роли в генезисе родоначальной магмы. На основании проведенных исследований авторы предполагают возможность селективной диффузии и мантийный первоисточник магмы.

Совместно с В. Компстоном и Д. Мак Дугаллом К. С. Хайером [98] проведено геохимическое сопоставление близких по возрасту и химическому составу долеритов Тасмании, Антарктики и долеритов Карру (Африка), Сьерра-Джерал (Южная Америка). По соотношению изотопов стронция (0,711 и 0,7057) и по ряду индикаторных отношений ($K/Rb = 210$ и $394 \div 425$) эти две группы долеритов оказались существенно различными. Первая близка к коровым, а вторая к мантийным производным. Содержание урана, определенное методом гамма-спектрометрии, в долеритах Тасмании составляет $(0,53-0,82) \cdot 10^{-4}\%$, в долеритах Антарктики $(0,41-1,6) \cdot 10^{-4}\%$, в долеритах Карру $(0,17-0,42) \cdot 10^{-4}\%$. Авторы не нашли удовлетворительного объяснения наблюдаемым геохимическим различиям, хотя и не исключают гипотез контаминации (ей противоречит высокая однородность громадных объемов магмы) и селективной контаминации. В ряде работ К. С. Хайер, используя полученные материалы о содержании урана в базальтах, долеритах, эглогитах и других породах, рассматривает вопросы, связанные с согласованностью этих характеристик с данными о тепловом потоке Земли, строении коры и мантии и пр. [99, 100].

Методом гамма-спектрометрии концентрации урана были определены в базальтах Эфиопии ($1,2 \cdot 10^{-4}\%$), с которыми ассоциируют щелочные риолиты [101], в андезитах Японии ($1,5 \cdot 10^{-4}\%$) [90]. В базальтах Японии концентрация урана ($0,9 \cdot 10^{-4}\%$) была определена методом нейтронной активации [102]. Методом гамма-спектрометрии А. И. Поляковым и О. П. Соборновым [30] были определены концентрации урана в щелочных пикритах ($3,9 \cdot 10^{-4}\%$), нефелинитах ($10,4 \cdot 10^{-4}\%$) и в оливиновых базальтах ($1,6 \cdot 10^{-4}\%$) Восточно-Африканской рифтовой зоны (Кения, Уганда, Танзания). По данным авторов, средняя квадратичная ошибка для урана составляла 10%.

Полученные величины концентраций оказались более высокими, чем в аналогичных породах других районов. Коэффициенты корреляции урана и тория, а также калия, урана и тория для двух комагматических серий — щелочной (пикриты, мелилиты, нефелиниты, фонолиты) и умеренно щелочной (оливиновые базальты, пикрито-базальты, андезито-базальты) — оказались намного выше критических значений. Более тесная связь радиоактивных элементов (кроме урана — калия) была установлена для умеренно щелочной серии. Необычным является то обстоятельство, что в породах щелочной серии уран обнаруживает более тесную связь с калием, нежели торий. Авторами было установлено, что концентрация радиоактивных элементов меняется в различных вулканах и лавовых полях, а содержание в эффузивных и интрузивных аналогах не различается в пределах единых массивов [30].

Концентрации урана и тория в базальтах и связанных с ними породах Курильских островов и Малого Кавказа были определены методом гамма-спектрометрии С. М. Кравченко и Г. С. Семеновым [31, 32]. Средняя квадратичная ошибка для урана составляла 20%. Щелочность изученных базальтов и андезито-базальтов возрастала в следующей последовательности: вулкан Головнина — вулкан Менделеева (остров Кунашир), вулкан Эбеко — вулкан Богдановича (остров Парамушир), вулкан Кара-Даг (северо-западная Армения) — вулкан Ишхансар (юго-восточная Армения). Все базальтоиды острова Кунашир относятся к резко пересыщенным кварцем толеитам и характеризуются минимальной величиной сериального индекса Ритмана (0,8—0,95). Базальтоиды острова Парамушир также являются кварцевыми толеитами, но с меньшим количеством нормативного кварца и более высоким сериальным индексом Ритмана (0,86—2,58). Породы вулкана Кара-Даг также представляют толеиты, но на диаграмме Куно попадают в поле щелочных базальтов. Породы вулкана Ишхансар — трахиандезито-базальты — изредка содержат в нормативном составе небольшое количество нефелина. Сериальный индекс Ритмана у них существенно выше (4,82—5,53).

Установлено, что в породах названных дифференцированных серий логарифмы концентраций урана и тория, урана и калия, а также тория и калия изменяются пропорционально друг другу. Вследствие этого соотношения логарифмов концентраций в комагматических сериях могут быть выражены с помощью следующих степенных уравнений:

вулканы Головнина и Менделеева $U=0,43 K^{0,87}$;
 $U=0,46 Th^{0,96}$;

вулканы Эбеко и Богдановича $U=0,69 K^{1,33}$; $U=0,036 Th^{1,6}$;
 вулкан Ишхансар $U=0,093 K^{3,17}$; $U=0,25 Th$.

Уран, таким образом, в настоящем случае является индикатором стадии дифференциации. Установлено также [34, 35], что

кроме поперечной геохимической зональности [33] существует и продольная зональность Курильских островов, которая также индицируется ураном, концентрация которого (наряду с концентрацией калия) возрастает в одноименных породах пропорционально глубине поверхности Мохоровичича. Результаты определения радиоактивных элементов в курильских базальтах методом гамма-спектрометрии позволяют считать, что процессы контаминации в генезисе базальтовых комагматических серий не играли заметной роли [31, 34, 36].

Кроме гамма-спектрометрии естественного излучения пород и нейтронной активации для определения концентраций урана в базальтах в некоторых случаях используются более точные методы. Так, Г. Р. Тилтоном и Р. В. Ридом [103] была определена концентрация урана в гавайском оливиновом базальте методом масс-спектрометрии (воспроизводимость лучше 3%), М. Татсумото и др. [104] при исследовании подводных примитивных океанических толентов с очень низкими концентрациями урана ($0,05 \div 0,16 \cdot 10^{-4}\%$) был использован метод изотопного разбавления (воспроизводимость $\pm 10\%$).

Особое место занимает цикл исследований изотопного состава урана и характера фракционирования продуктов его деления в процессах вулканизма, выполненный В. В. Чердынцевым с сотрудниками [37]. Эти исследования в зонах активного вулканизма, базировавшиеся на методе альфа-спектрометрии, позволили предложить новые методы датировки молодых продуктов вулканической деятельности, а также изучить некоторые новые стороны вулканического процесса. Этими исследованиями были охвачены Камчатка, Курильские острова, Кавказ, Италия, Исландия и другие районы.

Перечисленные методы исследования радиоактивных элементов в базальтах и связанных с ними породах позволяли получать валовую концентрацию этих элементов и не давали информации об их пространственном распределении и геохимии. Последние данные, однако, имеют чрезвычайно важное значение для правильной классификации базальтов, надежного выявления постмагматических процессов и возможности с минимальными ошибками установить коррелятивные связи между различными базальтами.

В настоящее время практически единственным методом, позволяющим исследовать распределение концентрации урана в исследуемом объекте без разрушения его структуры, является метод *f*-радиографии (метод треков) [38]. Разрешающая способность метода составляет ~ 5 мк, а чувствительность практически не ограничена. Так как плотность треков при прочих равных условиях пропорциональна концентрации урана в исследуемом объекте, то любую *f*-радиограмму (совместно с микрофотографией шлифа) можно рассматривать как увеличенное изображение структуры породы или минерала с бесчислен-

ным множеством количественных определений концентраций урана, приуроченных к любым из различаемых структурных элементов породы или минерала (границам минеральных зерен, зонам роста, трещинам, включениям, вкрапленникам в основной массе и т. п.). Желание сделать общедоступной эту обширную информацию о распределении урана, являющегося отчетливым индикатором ряда процессов формирования и изменения пород, и обусловило создание настоящей монографии.

Часть полученных результатов, использованных в настоящей работе, опубликована авторами ранее [39, 40, 41]. В настоящее время применению метода γ -радиографии для изучения поведения урана в различных породах уделяется все большее внимание. Отметим исследования А. Н. Комарова [42, 43] по ультрабазитам и мантийным нодулям из кимберлитовых трубок, Д. Е. Фишера по ультрабазитам [105] и метеоритам и др. Однако указанные породы, хотя и являются магматическими, все же не базальты. Таким образом, в литературе отсутствует материал, обобщающий исследования базальтов с помощью наиболее достоверных и точных методов, дающих новые количественные и качественные сведения о базальтах — породах, несущих прямую информацию о составе верхней мантии.

Основными задачами настоящего исследования являются:

1) использование информации о распределении урана в породах для анализа первичных особенностей процессов кристаллизации базальтов и связанных с ними пород, а также некоторых вторичных процессов их изменения;

2) анализ геохимических особенностей распределения урана в базальтах, а также возможности их использования для реконструкции состава мантийных первоисточников базальтовых магм на основе данных о валовых концентрациях урана в изученных базальтах и приуроченности их к тем или иным петрохимическим типам базальтов.

Книга рассчитана на геохимиков и петрологов широкого профиля, а также на специалистов в области металлогении урана и термики Земли.

Кроме собственных материалов авторами исследованы образцы, любезно предоставленные Е. К. Устиевым, А. Я. Салтыковским, В. С. Гладких, Л. И. Шахотько, В. К. Дмитриевой и В. К. Степановым, которым авторы выражают свою глубокую признательность.

Вся экспериментальная часть работы выполнена И. Г. Берзиной. Введение, главы II—V и заключение написаны С. М. Кравченко, глава I — И. Г. Берзиной.

Авторы благодарны М. И. Корневой, оказавшей большую помощь в оформлении рукописи.

МЕТОДИКА f-РАДИОГРАФИИ

Уран является элементом-индикатором многих геологических процессов. Изучение концентрации и микронеоднородностей, а также выявление пространственного распределения урана имеют чрезвычайно важное значение для теоретической и прикладной геологии.

Существует много методов исследования концентрации урана в различных объектах с достаточно высокой чувствительностью и точностью. К таким методам относятся: химический, радиометрический, люминесцентный, нейтронной активации, регистрации запаздывающих нейтронов и др. Однако перечисленные методы позволяют определять только валовое содержание урана в изучаемых объектах и не дают информации о пространственных неоднородностях его распределения. Последние же сведения имеют важное значение для изучения источников формирования месторождений полезных ископаемых и установления их поисковых критериев.

В настоящее время единственным методом, позволяющим с высокой чувствительностью и точностью выявлять в минералах и горных породах пространственное распределение урана при одновременном определении его локальной и общей концентрации, является метод осколкордиографии, или f-радиографии [44, 106].

Существующие методы, дающие возможность проводить одновременное определение пространственного распределения и концентрации урана в анализируемых образцах (методы α -радиографии и с использованием рентгеновского микроанализатора), имеют существенные ограничения чувствительности определений. Они не позволяют полностью решить проблему выявления пространственного распределения урана при одновременном определении с высокой чувствительностью и точностью его локальной и общей концентрации.

Метод f-радиографии основан на использовании ядерной реакции (n, f). Поскольку при ядерной реакции происходит единственный акт взаимодействия бомбардирующего нейтрона с яд-

ром атома, а образующиеся многозарядные ионы имеют достаточную энергию, чтобы на пути своего движения создать нарушения структуры окружающего вещества и тем самым проявить себя, то появляется принципиальная возможность регистрировать акты указанного взаимодействия, локализованные в пространстве. Таким образом, не разрушая исследуемый образец и не изменяя его физико-химических свойств, можно изучать в нем пространственное распределение урана, а также локальную и общую его концентрации.

Регистрацию продуктов (n, f)-реакции производят диэлектрическими детекторами, прилегающими вплотную к образцу во время облучения и не искажающими локальность процесса взаимодействия нейтрона с ядром. Вылетая с исследуемой поверхности образца и попадая в такие специально подобранные детекторы, осколки деления создают в них дефекты структуры (треки), которые затем выявляют с помощью избирательного химического травления.

К детекторам, предназначенным для регистрации осколков деления урана, предъявляются следующие требования:

- 1) надежная идентификация продуктов деления;
- 2) высокая эффективность регистрации осколков деления;
- 3) достаточно высокая радиационная и тепловая устойчивость;
- 4) минимальное содержание мешающих примесей.

Авторы применяли в качестве детектора лавсан (полиэтилен гликоль терефталат) толщиной $10 \div 15$ мк. При выбранном режиме травления (40% КОН, 60°C , 5—20 мин) после облучения образца нейтронами на лавсане кроме следов от осколков деления урана никакие другие продукты ядерных реакций в виде треков не выявляются. Это обеспечивает надежную идентификацию следов от осколков деления урана. Треки на лавсане после травления при просмотре в оптическом микроскопе проявляются в виде темных коротких штрихов и точек.

Эффективность регистрации осколков деления ϵ применяемой лавсановой пленки составляла $76 \pm 6\%$. В настоящее время выпускается лавсан с $\epsilon = 88 \pm 7\%$. Прозрачность лавсановой пленки сохраняется до величины потока нейтронов в реакторе, равной $5 \cdot 10^{16}$ нейтр./см², что обеспечивало возможность проведения анализов на содержание урана до $n \cdot 10^{-10}$ г/г, что удовлетворяло точности решения поставленных задач. При необходимости повышения чувствительности определений могут быть использованы более радиационно стойкие детекторы. Технология изготовления лавсана позволяет довести в нем содержание урана примерно до $10^{-10}\%$, т. е. на несколько порядков ниже его содержания в земной коре, что обеспечивает надежное проведение исследований для любых анализируемых объектов.

Лавсановые детекторы имеют ряд специфических преимуществ перед другими детекторами. Во-первых, с помощью этих

детекторов представляется возможность осуществлять плотный контакт с исследуемым объектом. Во-вторых, лавсан слабо активируется нейтронами. В-третьих, на поверхности лавсана после облучения с исследуемым объектом появляются очертания минералов, слагающих породу, что исключает необходимость нанесения специальных реперных точек для точного сопоставления шлифа и детектора.

Концентрация урана в образце подсчитывается по следующей формуле:

$$C_U = \frac{\rho \mu_U}{N_0 I_{235} d \frac{R}{2} \varepsilon \int_{E_0}^{E_1} \sigma(E) n(E) dE}, \quad (1)$$

где ρ — плотность треков на детекторе, см^{-2} ; μ_U — молекулярный вес урана, г/моль; N_0 — число Авогадро; I_{235} — изотопическая доля урана-235; d — плотность вещества, $\text{г}/\text{см}^3$; R — пробег осколков деления урана в веществе, см; $\sigma(E)$ — дифференциальное сечение деления, $\text{см}^2/\text{МэВ}$; $n(E)$ — интегральный поток нейтронов, нейтр./ см^2 ; E_0, E_1 — пределы энергии нейтронов, дающих вклад в деление, МэВ.

Для уменьшения ошибки при определении нейтронных потоков были использованы мишени из естественного урана, к которым также прикладывались лавсановые детекторы. Мишени готовились из эталонных растворов, концентрация которых уменьшалась методом последовательных разбавлений из более концентрированных [45]. Исходный раствор приготавливался путем растворения окиси урана в азотной кислоте. Концентрация исходного раствора определялась весовым методом, масс-спектрометрическим методом [46] и с помощью газопоточного пропорционального счетчика с геометрией 2π [47]. Для изготовления тонких мишеней (толщина мишени не должна превышать половины пробега осколков деления в массе нанесенного слоя) использована методика механического нанесения азотнокислого раствора урана на специальные подложки с последующим его упариванием и прокаливанием. Примененный метод механического нанесения слоев урана с последующим упариванием без внесения специальных добавок принципиально не дает однородного слоя и требует просмотра всей площади мишени, отображенной на детекторе.

Использование при каждом облучении нескольких разных по массе эталонных мишеней с прилегающими к каждой лавсановыми детекторами позволяет определять нейтронные потоки с высокой достоверностью. Для определения нейтронных потоков строят зависимость плотности треков ρ_i от осколков деления урана, зарегистрированных на детекторе, от количества m_i делющегося элемента на мишени. Эта зависимость имеет вид прямой линии в системе координат. Допускаемые при построении

ошибки исправляют усреднением по прямой, которую проводят по методу наименьших квадратов. Применение пакета мишеней при определении интегрального потока тепловых нейтронов позволило избежать ошибки, получающейся за счет изменений энергетического спектра нейтронов в докадмиевой области и нейтронного потока во время облучения. Мишени с детекторами помещали под облучение одновременно с исследуемыми образцами. Плотность следов от осколков деления на детекторе от мишени (в см^{-2})

$$\rho_i = \frac{m_i}{\rho_U} N_0 I_{235} \varepsilon \int_{E_0}^{E_i} \sigma(E) n(E) dE, \quad (2)$$

где m_i — масса урана на мишени, $\text{г}/\text{см}^2$.

Подставив значение интеграла из формулы (2) в равенство (1), получим

$$C_U = \frac{2\rho}{dR} \frac{m_i}{\rho_i}. \quad (3)$$

Значение R для сложного вещества вычисляется исходя из соображений аддитивности и записывается в виде

$$R = 7 \cdot 10^{-4} \frac{\sqrt{A_{\text{ср}}}}{d}, \quad (4)$$

где $A_{\text{ср}}$ — средний атомный вес вещества.

Окончательная формула для подсчета концентрации урана имеет следующий вид:

$$C_U = \frac{2\rho}{7 \cdot 10^{-4} \sqrt{A_{\text{ср}}}} \frac{m_i}{\rho_i}. \quad (5)$$

Ошибка каждого измерения определения содержания урана складывается из следующих ошибок:

1) допускаемой при измерении интегрального нейтронного потока;

2) возникающей в результате статистического разброса числа регистрируемых продуктов реакций, образующихся в анализируемом образце и мишенях;

3) допускаемой при обсчете числа треков на просматриваемой площади детектора;

4) возникающей при определении пробега осколков деления в анализируемом образце.

Ошибка в определении величины интегрального нейтронного потока, включая ошибку, допускаемую при обсчете числа треков в образце и мишени, составляет $\sim 6 \div 9\%$. Ошибка в определении пробега осколков деления при проведении прецизионных химических анализов не превышает $1 \div 5\%$. Ошибка, допускаемая просмотрщиком при обсчете числа треков, составляет около 3% . При суммарном числе просчитанных треков, равном

1000, среднеквадратичная погрешность Δ каждого измерения может быть равной примерно 3%.

$$\Delta = \frac{100}{\rho'} \sqrt{\rho' + 2\rho''}, \quad (6)$$

где ρ' и ρ'' — соответственно числа треков, зарегистрированных от исследуемого объекта и фона на детекторе. При суммарном числе просчитанных треков, равном 100, $\Delta = 10\%$.

Таким образом, общая суммарная погрешность измерений может меняться в интервале 13÷20%. При определениях содержания урана мешающим элементом может быть торий. Расчетные величины интегральных нейтронных потоков, необходимые для получения 100 трек/см², при облучении тепловыми и быстрыми нейтронами образцов, содержащих различное количество урана и тория, приведены в табл. 1. Плотность анализируемых образцов в этих расчетах принималась равной 3 г/см³.

Как следует из табл. 1, для определения пространственного распределения и концентрации урана анализируемые образцы необходимо облучать в потоке тепловых нейтронов. При этом величиной вклада, которую вносит торий в общее число зарегистрированных осколков деления при его концентрации, не превышающей концентрацию урана на три порядка, можно пренебречь.

Таблица 1

Величины интегральных нейтронных потоков, необходимые для получения 100 трек/см², при облучении образцов, содержащих различное количество урана и тория

CU+Th, %	Интегральный нейтронный поток, нейтр./см ²					
	тепловые нейтроны			быстрые нейтроны		
	уран-235	уран-238	торий-232	уран-235	уран-238	торий-232
10	1·10 ⁸	8,7·10 ¹¹	2,1·10 ¹²	3,6·10 ¹⁰	6·10 ⁸	2,5·10 ⁹
1	1·10 ⁹	8,7·10 ¹²	2,1·10 ¹³	3,6·10 ¹¹	6·10 ⁹	2,5·10 ¹⁰
10 ⁻²	1·10 ¹¹	8,7·10 ¹⁴	2,1·10 ¹⁵	3,6·10 ¹³	6·10 ¹¹	2,5·10 ¹²
10 ⁻⁴	1·10 ¹³	8,7·10 ¹⁶	2,1·10 ¹⁷	3,6·10 ¹⁵	6·10 ¹³	2,5·10 ¹⁴
10 ⁻⁶	1·10 ¹⁵	8,7·10 ¹⁸	2,1·10 ¹⁹	3,6·10 ¹⁷	6·10 ¹⁵	2,5·10 ¹⁶

Для определения пространственного распределения и концентрации тория необходимо исследуемые образцы со сменой детекторов облучать дважды в полях тепловых и быстрых нейтронов. По результатам первого облучения определяют содержание урана в образцах, что позволяет установить величину его вклада, вносимую в число осколков деления, зарегистрированных в результате второго облучения образцов [48].

Последовательность операций выявления пространственного распределения урана и определения его локальной и общей концентраций состоит в следующем. Исследуемую породу или минерал подготавливают для облучения нейтронами с целью одновременного определения пространственного распределения урана и его локальной концентрации в реакторе либо в виде шлифа или пришлифовки, либо в виде спрессованного в таблетки порошка (для определения общей концентрации урана). Шлифование образца производят таким образом, чтобы технические отходы, образующиеся при шлифовке, удалялись с поверхности образца. Последнее необходимо для того, чтобы не смазывалась картина пространственного распределения урана в образце и чтобы применяемые при шлифовке абразивы не давали вклад в подсчет общего содержания урана. Для изготовления таблеток образец растирают в агатовой ступке до определенной зернистости. При этом обращается особое внимание на то, чтобы не произошло разделения породы на фракции. При прессовании таблеток в качестве связующей среды применялся этиловый спирт в смеси с 0,05% клея БФ. Содержание урана в связующей среде контролировалось независимыми исследованиями. Прессование таблеток производилось при давлении около 0,08 кбар.

Шлифы и пришлифовки закрепляют на плексигласе, а таблетки кладут в гнезда специально приготовленной кассеты. Лавсановый детектор прикладывают вплотную к исследуемому образцу и приклеивают либо по краям небольшим количеством клея БФ, либо к плексигласу термическим способом.

Приготовленные таким образом образцы с детекторами и мишенями помещают в алюминиевый контейнер и затем все вместе облучают в потоке нейтронов реактора, где под действием нейтронов происходит деление ядер урана. Осколки деления, вылетающие из приповерхностного слоя образца толщиной $R/2$, достигают детектора и создают на нем дефекты структуры, которые после облучения выявляют с помощью химического травления.

Для определения C_U в образце считают число треков на детекторе. С целью выявления пространственного распределения урана исследуемый объект готовят в виде прозрачного шлифа. При приготовлении полируют его сторону, противоположную той, которая была в контакте с детектором. Затем на микроскопе сравнения сопоставляют шлиф с детектором.

При валовом определении содержания урана по порошкам кроме сведений об общем содержании урана в образце большую информацию несут кривые статистического распределения плотности треков. Для построения кривых статистического распределения плотности треков (концентрации) необходимо выбрать интервал K числа треков (например, число треков в одном поле зрения), чтобы получаемый вариационный ряд не был

особенно громоздким и в нем не исчезли особенности этого распределения [49].

$$K = \frac{\rho_{\max} - \rho_{\min}}{1 + 3,2 \lg n}, \quad (7)$$

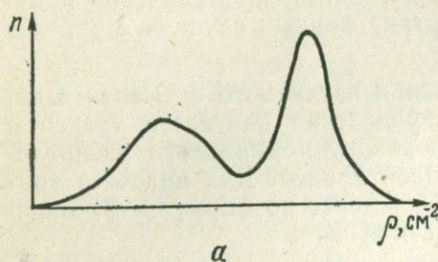
где ρ_{\max} и ρ_{\min} — максимальное и минимальное значения плотности треков; n — число зарегистрированных случаев с определенной плотностью треков.

При равномерном распределении изучаемого элемента в исследуемом объекте кривая распределения плотности треков с учетом значения K подчиняется закону нормального распределения, т. е. описывается гауссовой кривой. Для подсчета концентрации урана в исследуемом элементе по формуле (5) определяют среднее значение плотности треков.

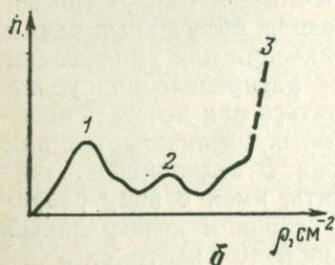
Заметим, что понятие «равномерное» распределение треков сугубо относительное. Оно может употребляться только при сопоставлении плотности треков ряда образцов, облученных одним и тем же нейтронным потоком. При увеличении или уменьшении величины нейтронных потоков картина распределения урана может меняться и при этом могут появляться или исчезать скопления и разрежения треков, число которых увеличивается при возрастании величины нейтронного потока. В дальнейшем понятие «равномерное» мы будем употреблять, имея в виду разрешающую способность оптического микроскопа и интегральный поток нейтронов $n \cdot 10^{15}$ нейтр./см² $\ll n(E) \ll n \cdot 10^{16}$ нейтр./см².

При неравномерном распределении урана в изучаемом объекте по форме статистической кривой распределения плотности треков можно во многих случаях определить, за счет каких процессов и каких форм неравномерность образуется. Например, если порода состоит из отдельных минералов с различным равномерным, свойственным этому минералу распределением изучаемого элемента, то общий ход статистической кривой распределения может иметь вид, приведенный на рис. 1, а. Выделение из общей суммарной кривой распределения плотности треков отдельных кривых, соответствующих распределению изучаемого элемента в определенных минералах, позволяет вычислить среднюю фоновую концентрацию элемента в каждом отдельном минерале, т. е. оценить количество урана, вошедшего в минерал при его кристаллизации. В случае наличия различных наложенных процессов на кривой распределения плотности треков, наряду с пиком, отражающим содержание элемента, вошедшего в минерал при его кристаллизации, будут наблюдаться дополнительные пики, которые не описываются законами нормального распределения (рис. 1, б). При интенсивно происходящих наложенных процессах первый пик может быть перекрыт последующими, не имеющими вида нормального распределения [50, 51].

Наблюдаемые неравномерности в распределении урана можно сгруппировать по формам проявления и объяснить либо наложенными процессами, приводящими к привносу урана более поздними растворами, отложившими его в трещинах минералов, породы и в межзерновых швах, либо микровключениями более радиоактивных минералов, либо сорбцией урана краевыми частями зерен, либо, наконец, обогащением краевых частей зерен ураном из остаточных расплавов. В последнем случае можно ожидать, что минералы, образовавшиеся на заключительных стадиях кристаллизации, при обогащении остаточного расплава ураном будут содержать большее количество урана по сравнению с ранее выделившимися кристаллами или их периферическими частями.



a



b

Рис. 1. Общий вид статистической кривой распределения урана в породе.

Порода состоит из отдельных минералов: *a* — уран вошел в отдельные минералы в процессе кристаллизации; *b* — то же (пики 1, 2), и уран вошел в отдельные минералы в результате постмагматических процессов (пик 3)

Плотность треков на детекторе можно менять, применяя различные потоки нейтронов, от 10^3 см^{-2} до такой, чтобы общая картина распределения урана сливалась в один цвет, густота которого зависит от его концентрации. Степень почернения детектора может рассматриваться при качественных определениях местоположения урана, т. е. выявления его принадлежности к тем или иным минеральным формам, микродефектам, трещинам и т. п.

Минимально возможные размеры выявленных микровключений можно оценить, исходя из следующих экспериментальных данных. Используемые режимы травления выявляют на детекторах треки, например, для осколков деления длиной $\sim 10 \text{ мк}$. При линейном размере включения, равном половине длины тре-

ка, треки, исходящие из этого включения, повторяют его конфигурацию. При меньшем размере включения треки представляются исходящими из одной точки и конфигурация включения не выявляется.

Глава II

ВОПРОСЫ СИСТЕМАТИКИ БАЗАЛЬТОВ И ПРЕДСТАВИТЕЛЬНОСТЬ ИЗУЧЕННЫХ ОБЪЕКТОВ

Большинство исследователей справедливо полагает, что систематика изверженных пород, в том числе базальтов, и практические приемы их классификации находятся в неудовлетворительном состоянии. С точки зрения формальной логики сложность проблемы заключается в многокомпонентности состава силикатных изверженных пород и необходимости учитывать при классификации концентрации 11 элементов [52]. По существу же сложность задачи классификации обуславливается необходимостью поисков связи между петрохимическими характеристиками и генезисом магматических пород. Для целей классификации базальтов, по-видимому, наиболее обнадеживающим является формационный подход с использованием приемов математической статистики для характеристики различных формационных типов [20].

Формационный подход к классификации базальтов, сложившийся в последнее время, не исключает, однако, традиционных методов петрохимических пересчетов, которые дают возможность выделить те или иные категории и, таким образом, каким-то способом их классифицировать. Среди петрохимических классификаций выделяется группа, в которой учитывается лишь два или три компонента. Это широко известные диаграммы Харкера, в которых в качестве аргумента используется концентрация кремнекислоты, диаграммы Ритмана [107] и Куно, треугольные диаграммы Ca-Na-K и $(\text{Fe}+\text{Fe})-\text{Mg}-(\text{Na}+\text{K})$, использованные Р. Н. Ноккольдсом и А. Х. Алленом [53], диаграммы Ларсена [108], Куширо [109], Шейнманна [14] и др. Следует отметить, что лишь при условии однозначной корреляции изменения всех остальных характеристик породы с изменениями выбранных характеристик эта группа петрохимических классификаций удовлетворяет одному из главных формальных требований, предъявляемых к любой классификации, — исключению возможности перекрытия объемов выделяемых разрядов. Поскольку это требование никогда не осуществляется, двух- или трехкомпонентные диаграммы в большинстве случаев выполняют более ограниченную роль — они позволяют сравнивать тенденции изменения выбранных характеристик. В некоторых слу-

чаях, когда такие изменения происходят по определенному закону, они позволяют выделить ряд пород, связанных генетическим родством. В частности, для выделения комагматических серий, связанных с дифференциацией исходных базальтовых магм, может быть использована диаграмма Риттмана, учитывающая строгую зависимость характера изменения концентраций щелочей в зависимости от концентрации кремнекислоты при кристаллизационной дифференциации.

По существу ту же диаграмму Х. Куно использует для разделения базальтов на толеитовые, высокоглиноземистые и щелочные. Этот способ классификации базальтов несмотря на свою простоту кроме уже упоминавшегося формального недостатка вносит некоторые противоречия со сложившимися ранее схемами классификаций. Так, в классификации Х. Куно щелочным базальтам противопоставляются толеитовые, в то время как ранее [53] щелочным базальтам противопоставлялись толеитовые и кальциево-щелочные, различающиеся характером поведения железа (в первом случае — абсолютное увеличение концентраций железа в ходе дифференциации при падении парциального давления кислорода). Х. Куно противопоставляет щелочным базальтам базальты и андезиты островных дуг, т. е. именно те, которые ранее относились к кальциево-щелочным. С другой стороны, Г. С. Йодер и К. Э. Тилли [2] полагают, что высокоглиноземистые базальты не составляют самостоятельной группы, а встречаются как разновидности щелочных и толеитовых базальтов. В дальнейшем Д. Х. Грин и А. Э. Рингвуд [5] показали, что высокоглиноземистые базальты возникают при селективном плавлении перидотита в определенном интервале давлений (15—35 км) и сравнительно широко распространены. Однако эксперименты этих исследователей показали связь этого типа базальтов с вариациями давления, но не с вариациями щелочности.

Среди петрохимических пересчетов, учитывающих концентрации всех или почти всех важнейших компонентов базальтов, лишь метод пересчета В. Н. Лодочникова [54] является чисто петрохимическим, так как в нем концентрации семи важнейших окислов не соединяются в какие-либо группировки. Методы пересчета А. Н. Заварицкого, П. Ниггли, Е. А. Кузнецова и многие другие по существу являются нормативно-минеральными, поскольку главные окислы при таких пересчетах группируются в большем или меньшем соответствии с их соотношениями в минералах. Все эти методы петрохимического анализа также дают возможность сравнивать тенденции изменения выбранных характеристик в генетически связанных сериях пород с помощью графических методов и величин соответствующих коэффициентов. Как показали Д. С. Штейнберг и др. [55], такие задачи целесообразно решать, используя наименьшее число предварительных пересчетов.

Наиболее последовательно принцип расчета нормативного минерального состава выдерживается в системе петрохимических пересчетов В. Кросса, Дж. П. Идингса, Л. В. Пирсона и Х. В. Вашингтона (система CIPW). Эта система дает возможность сравнивать молекулярные количества окислов базальтов по определенной схеме, прообразом которой являются природные процессы кристаллизации. Несмотря на недостатки, вызванные излишней формализацией и некоторыми неудачными допущениями, система CIPW применительно к базальтам довольно часто дает результаты, близкие к реальным составам. Эта система применяется почти всеми исследователями и получила международную распространенность, приобретая, таким образом, характер некоторого условного петрохимического кода.

Г. С. Йодер и К. Э. Тилли [2] показали, что используя обобщенный тетраэдр нефелин — форстерит — диопсид — кварц, можно придать результатам нормативных пересчетов базальтов определенный генетический смысл. Так, плоскость диопсид (клинопироксен) — энстатит (ортопироксен) — альбит (плаггиоклаз) отделяет более богатые кварцем составы толеитов от составов оливиновых толеитов, плоскость клинопироксен — оливин — плаггиоклаз отделяет составы оливиновых толеитов от составов базанитов.

Д. Х. Грин и А. Э. Рингвуд [5], используя принципиально тот же подход, предложили следующую классификацию базальтов: толеит — базальт с нормативным гиперстеном, оливиновый толеит — базальт с нормативным гиперстеном (более 3%) и оливином, оливиновый базальт — базальт с нормативным оливином и нормативным гиперстеном (0—3%), но без нормативного нефелина, щелочной оливиновый базальт — базальт с нормативным оливином и нефелином (менее 5%), оливиновый базанит — базальт с нормативным оливином, нефелином (менее 5%) и альбитом (менее 2%), оливиновый нефелинит — порода, по составу сходная с базальтом, с большим количеством нормативного оливина и нефелина, альбита менее 2%, присутствует нормативный ортоклаз или (и) лейцит, нормативный ларнит отсутствует, оливиновый мелилитовый нефелинит — порода, по составу близкая к базальту, с нормативными оливином, нефелином, лейцитом и ларнитом.

В наиболее беспорядочном состоянии находится систематика щелочных базальтов, среди которых выделено очень много разновидностей. С учетом этого С. М. Кравченко и В. С. Гладких [56], используя нормативные пересчеты и тетраэдры лейцит — нефелин — плаггиоклаз — диопсид (оливин), предложили основу для сравнения составов исследуемых щелочных базальтов и эталонных пород, получивших специальные наименования.

В сводной работе, посвященной петрохимии базальтов, В. Мэнсон [110] использовал большое число силикатных анализов, включив в понятие базальты те породы, которые обычно

относят к андезито-базальтам (до 56% SiO_2), но исключив из выборки существенно недосыщенные породы — оливиновые нефелиниты, мелилитовые базальты и др. Результирующие статистические кривые распределения порообразующих окислов, полученные В. Мэнсоном, П. Гаст [57] использовал, чтобы показать отличие лунных базальтов от земных.

Существенно, что из первоначально отобранных 4300 анализов В. Мэнсон, используя «сито» из 33 критериев, оставил лишь 2123. Исползованные критерии отбора анализов приведены в табл. 2.

Формационный подход к анализу состава различных групп базальтов [20] стал возможен благодаря исследованиям Н. С. Шатского [58], Н. П. Хераскова [59] и Ю. А. Кузнецова. В монографии Ф. Тернера и Дж. Ферхугена [60] выделяются следующие генетические ассоциации базальтов и связанных с ними пород: вулканическая ассоциация щелочных оливиновых базальтов (континентов и океанов), покровные толентовые базальты и интрузивные кварцевые диабазы, богатые калием основные вулканические породы и лампрофиры (лейцитовые базальты и калиевые трахибазальты), эффузивные ассоциации орогенических регионов (спилито-кератофирова ассоциация, ассоциация базальтов, риолитов, андезитов). Следует отметить, что к моменту выхода монографии [60] подводные примитивные океанические толенты известны еще не были.

Ю. А. Кузнецов [19] выделяет следующие формации базальтов и связанных с ними пород: собственно геосинклинальных этапов развития подвижных зон — спилито-кератофиртовую, орогенную, главным образом геоантиклинальную, подвижных зон — базальт-андезит-липаритовую, устойчивых областей — трапповую (толенто-базальтовую), щелочную оливин-базальтовую континентов и океанов. Необходимо отметить также, что Ю. А. Кузнецовым выделяется формация центральных интрузий агпайтовых нефелиновых сиенитов, в кровле которых, как известно, присутствуют остатки размытой эффузивной толщи щелочных базальтов, с которой они генетически связаны.

В. А. Кутוליным [20] с помощью методов математической статистики охарактеризованы средние составы базальтов формаций траппов древних платформ, траппов молодых платформ, андезитовой формации геосинклинальных зон и островных дуг, континентальной оливин-базальтовой формации, толентовых базальтов океана и щелочных оливиновых базальтов океана. В. А. КутOLIным включались в выборку все анализы, отнесенные в оригинальных публикациях к базальтовым. Критериями пригодности анализов для математической обработки были следующие: 1) сумма окислов равна 99,0—101,0%; 2) содержание воды или потери ее при прокаливании составляют не более 5%; 3) отсутствие следов вторичных процессов (по литературным данным); 4) принадлежность к недифференцированным разно-

Критерии отбора анализов базальтов (по В. Мэнсону)

Окислы и петрохимические характеристики базальтов	Допустимые значения концентраций окислов (%) и величин петрохимических характеристик в системе CIPW		
	нижний предел	верхний предел	
SiO ₂	+	56,0	
TiO ₂	+	5,5	
Al ₂ O ₃	10,5	22,0	
Fe ₂ O ₃	+	6,0	
FeO	2,5	15,0	
MnO	+	1,0	
MgO (FeO не менее 10%)	3,0	+	
MgO (FeO более 10%)	2,0	+	
CaO	5,0	15,0	
Na ₂ O	+	5,5	
P ₂ O ₅	+	1,5	
Общая H ₂ O	+	4,5	
H ₂ O ⁺	+	3,0	
H ₂ O ⁻	+	1,0	
CO ₂	+	0,5	
Сумма окислов	99,0	101,0	
q	+	12,5	
ог (pe=0)	+	Без корунда, без волластонита	
ог (не менее 10%)	+		15,0
ог (не более 10%)	+		20,0
ол (pe=0)	+	Без гематита	
ол (не менее 10%)	+		15,0
ол (не более 10%)	+		20,0
ол (lc)	+	25,0	
ап 100/(ап+аб) (FeO менее 10%, ог менее 10%, lc=0)	35,0	80,0	
ап (FeO более 10%, ог более 10% lc=0)	25,0	80,0	
ап (FeO менее 10%, ог более 10% lc=0)	35,0	90,0	
ап (lc)	+	100,0	

Примечание. Знак «+» означает, что специфические ограничения не устанавливались.

стям. Исключались из выборок пикриты, океаниты, троктолитовые долериты, долерит-пегматиты, ферро-габбро, а также пересыщенные щелочами анальцимовые, нефелиновые и лейцитовые разновидности базальтов.

Средний химический состав базальтов андезитовой формации был выведен с учетом данных по Курило-Камчатской островной дуге, Японии, Алеутской дуге, Индонезии, Большому и Малому Кавказу, Карпатам и Каскадным горам. В выборку по траппам древних платформ вошли данные по Сибирской, Африканской и Индийской платформам, Таймыру, Тасмании, Антарктике, Зауралью, Тургайскому прогибу и Кузбассу. Из континентальных оливин-базальтовых формаций учтены Забайкальская, формации Восточного Китая и Южного Приморья, Великих Африканских разломов, Мадагаскара и Австралии. Данные по океанической оливин-базальтовой формации собраны с островов Атлантического, Тихого и Индийского океанов, а по толеитовой формации океанов — с Гавайи и Срединных океанических хребтов. В. А. Кутолиным [20] рассчитаны также дискриминантные функции, позволяющие классифицировать конкретные анализы базальтов, и проведено попарное сравнение базальтов различных формаций.

Следует, однако, учитывать, что усредненные химические составы различных формаций, которые безусловно являются важными и полезными, суммируют генетически гетерогенные породы, как это наблюдается, например, среди трапповой формации Сибирской платформы, включающей как толеитовые, так и щелочные типы долеритов.

Таким образом, приведенные выше данные свидетельствуют об отсутствии в настоящее время общепринятой оптимальной систематики базальтов. Они доказывают также существенные преимущества формационного подхода к анализу особенностей базальтового магматизма. Такой подход дает возможность учесть историю геологического развития регионов и особенности глубинной тектоники областей базальтового магматизма [14]. Представляется также возможным применение метода актуализма, что особенно важно в связи с тем, что геофизическую характеристику глубинных зон земной коры и мантии мы можем получить лишь для условий современного или четвертичного вулканизма. Большие преимущества дает возможность сопоставления особенностей разновозрастных проявлений вулканизма одного формационного типа. Это позволяет отделить существенные характеристики от второстепенных и проследить эволюцию специфических формационных особенностей в ходе геологического развития земной коры и верхней мантии. Из самого подхода к анализу формационных типов базальтов вытекает возможность широкого применения методов математической статистики [20].

Все эти преимущества метода формационного анализа базальтового магматизма обусловили то обстоятельство, что нами в основу систематики данных о пространственном распределении и концентрации урана положен формационный принцип. Однако такой подход необходимо было дополнить более общей петрохимической классификацией базальтов и долеритов, в связи с чем мы остановились на системе CIPW нормативного пересчета американских петрологов, о преимуществах которой упоминалось выше. В то же время мы старались избежать недостатков, связанных с особенностями названной системы, в частности влияния степени окисленности железа на конечные результаты пересчетов [61].

При детальном изучении базальтовых ассоциаций становится очевидным, что довольно часто в их составе встречаются базальтовые магмы и соответствующие им дифференцированные серии, находящиеся скорее всего в парагенетических соотношениях. В известной мере эта особенность базальтового магматизма, к которой мы вернемся позже, позволила Г. С. Йодеру и К. Э. Тилли [2] говорить о базальтовой «серии серий», различающейся по щелочности и занимающей по существу место единой базальтовой магмы и единой дифференцированной серии Боуэна [1].

Важнейшее значение для понимания характера выделяемых формационных типов имеет вопрос о соотношениях комагматических серий различной щелочности. Решение этого вопроса должно также предопределить и целесообразные границы применения методов математической статистики для получения составов усредненных типов базальтов. Последние результаты экспериментальных исследований при больших давлениях свидетельствуют о том, что базальты повышенной щелочности формируются на больших глубинах. Этот вывод, находящийся в резком противоречии с некоторыми ранее существовавшими концепциями петрологов и геохимиков [92], имеет первостепенное значение для геохимии урана в базальтовом магматизме, поскольку концентрации урана в базальтах отчетливо коррелируются с концентрациями щелочей и особенно калия.

Нами изучены базальты 20 районов, большая часть из них являются континентальными. Ниже при характеристике представительности изученных типов базальтов дается краткое описание районов их распространения для океанических областей, островных дуг и континентов: Гавайских островов, острова Пасхи, Канарских островов, Камчатки, Северных Курильских островов, Южных Курильских островов, Карпат, Малого Кавказа, Воронежского кристаллического массива, бассейна р. Тунгуски, района Норильска, Маймеча-Котуйской провинции, Восточно-Африканского рифта, Шотландии, Монголии, Витимского плато, Кузнецкого Алатау, Чешского кристаллического массива (табл. 3). В краткой характеристике районов освещаются: фор-

Тектоническое положение изученных базальтов, долеритов и генетически связанных с ними пород

Тектоническое положение	Регион	Вулкан	Базальты, андезитобазальты, андезиты	Долериты	Породы, генетически связанные с базальтами	Породы, измененные вторичными процессами
Океанические области	Тихий океан	—	Щелочной оливинный базальт (47)	—	—	—
	остров Пасхи	—	Щелочной оливинный базальт (47)	—	—	—
Островные дуги	остров Гавайи	Килауэа	Толентовый оливинный базальт (46)	—	—	—
	Атлантический океан	—	Щелочной оливинный базальт (27), анкармит (3)	—	Трахифонолит (18)	—
	остров Тенериф	—	Щелочной оливинный базальт (27), анкармит (3)	—	Трахифонолит (18)	—
	Курильские острова	Эбеко	Толентовый андезитобазальт (434, 510) андезит (381, 548)	—	—	—
	остров Парамушир	Эбеко	Толентовый андезитобазальт (434, 510) андезит (381, 548)	—	—	—
	То же	Ветровой	Щелочной оливинный базальт (360, 394)	—	—	—
Континенты	Остров Кунашир	Менделеева	Толентовый андезитобазальт (94, 621), андезит (570)	—	—	—
	То же	Головнина	Толентовый андезит (96)	—	—	—
	Карпаты	—	Толентовый андезитобазальт (20, 21, 48)	—	Дацит (35)	Дацит (23)
Подвижные пояса	Малый Кавказ	Ара-Илер	—	Толентовый долерит (881)	—	—

	То же	Ишхансар	Трахиандезито-базальт (143, 175, 219)	—	—	—
	Камчатка					
	Срединная депрессия	Большая Удина	Толитовый базальт (51—58, 59, 60, 61, 62, 63, 66, 117)	—	—	—
Платформы	Западная Камчатка	Уксичан	Базальт (67, 68, 2005а, 2005г) андезит (70, 71)	—	—	—
	Русская платформа					
	Воронежский кри- сталлический массив	—	—	Толитовый доле- рит (10, 14, 26, 33, 43)	—	—
	Сибирская платфор- ма					
	Тунгусская синек- лиза	—	—	Траппы (габбро- долериты) (98, 99, 100, 101, 102, 103, 104, 108, 109, 112, 114, 116, 118)	—	Субщелочной габбро-доле- рит (107), габбро-долерит (115)
	Район Норильска	—	—	Оливиновый габбро-долерит (123—128), трок- толит (119), габ- бро-пегматит (131), призматиче- ски-офитовое габбро (120, 121), оливиновое габбро (122), пикрит (129, 130), такси- товый габбро- долерит (132), крупнозернистый троктолит (131)	—	—

Тектоническое положение	Регион	Вулкан	Базальты, андезитобазальты, андезиты	Долериты	Породы, генетически связанные с базальтами	Породы измененные вторичными процессами
Области активизации	Алданский щит	—	Ортоклазовый и эпилейцит-ортоклазовый базальт (89, <u>90</u> , 91)	—	Игнимбрит (<u>111/2</u>)	Биотизированный эпилейцитовый фонолит (<u>93</u>)
	Алданский щит	—	Эпилейцит-ортоклазовый базальт (<u>304/1</u>)	—	Сиенито-диорит (<u>1038</u>)	—
	Африканская платформа	—	Щелочной оливиновый базальт (39)	—	—	—
	Восточно-Африканский рифт	—	Оливиновый базальт	—	Трахит (6)	—
	Шотландия	—	Оливиновый базальт (8, 32), муджиерит (5, 12)	—	—	—
	Остров Скай	—	Оливиновый базальт (36, 49)	—	—	—
	Монголия	Торятские	Оливиновый базальт (40—42, 45), долеритоподобный базальт (11)	—	—	—
Забайкалье	—	Базальт (22), лимбургит (31), пикритовый порфирит (37), базанит (44), трахиандезитобазальт (16, 130), трахиандезит (13, 19), нефелинит (24), щелочной базальт (30, 38)	—	Щелочной трахит (<u>28</u>)	—	
Витимское плато	—	Маймеч-Котуйская провинция	—	—	—	

Щелочной оливиновый базальт (17), трахибазальт (19), трахит (7), берешит (2)	Мончикит (29), фонолит (25), лимбургит (15)
—	Бостонит (9)
Толентовый базальт (34)	Лимбургит (4)
—	—
Кузнецкий Алау	Чешский кристал- лический массив

Примечания: 1. Цифрами в скобках без подчеркиваний указаны номера образцов, в которых определены валовые концентрации урана; подчеркнуты номера образцов, в которых изучено пространственное распределение урана, подчеркнуты дважды валовые концентрации и пространственное распределение урана. 2. В группу пород, измененных вторичными процессами, отнесены только те породы, в которых существенное изменение в пространственном распределении урана или (и) его концентрации доказано с помощью β -радиограмм. 3. Связь базальтового магматизма Кузнецкого Алау и некоторых других районов с явлениями тектонической активизации проблематична.

мационная принадлежность базальта и его петрохимический тип, положение изученных базальтов в структуре района (вулкана), глубинное строение района — строение кристаллического фундамента, коры, глубина поверхности Мохоровичича, свойства верхней мантии¹. Возраст базальтов и долеритов приведен в табл. 6.

ОКЕАНИЧЕСКИЕ ОСТРОВА

Остров Гавайи принадлежит к группе Гавайских островов в центральной части Тихого океана. Изученный нами толентовый оливиновый базальт вулкана Килауэа, одного из семи вулканов Гавайских островов, представляет формацию океанических толентов. Вулканические породы Гавайских островов подробно изучены химически [53] и использованы для экспериментов по плавлению при высоких давлениях [2, 5].

Гавайский вал представляет собой поднятие «базальтового» слоя, причем оно сопровождается корнями [64]. Вал Гавайских островов расположен в тектонической области, характеризующейся мощностью базальтовой коры 7—20 км [65]. Огромная масса толентов начальных этапов четвертичного вулканизма на Гавайях постепенно сменяется кверху зоной, в которой чередуются толентовые и щелочные базальты. В период затухания магматической активности появляется ограниченное число только щелочных базальтов, на некоторых вулканах возникают муджиери-

¹ Все эти данные в настоящее время получены лишь для немногих районов.

ты, представляющие продукты дифференциации щелочно-базальтовых магм на небольших глубинах.

Глубина землетрясений в период излияний составляет 50—60 км, что, по данным Д. Х. Грина и А. Э. Рингвуда [5], соответствует глубинам, на которых селективное плавление перидотитовой мантии дает в результате оливиновый толеит с 20% нормативного оливина. Появление оливиновых толеитов с меньшим содержанием оливина и кварцевых толеитов объясняется фракционированием оливина, возможного при низких давлениях, т. е. на небольшой глубине. При дифференциации магмы оливинового толеита на стадии затухания активности на глубине 40—60 км происходит отсадка глиноземистого энстатита (появляющегося в этих условиях на ликвидусе в экспериментах Д. Х. Грина и А. Э. Рингвуда), что ведет к формированию незначительного количества магмы щелочных базальтов. Предполагаемый механизм дифференциации не объясняет масштабов изменения концентрации калия и других связанных с калием «некогерентных» элементов, в том числе урана.

Остров Пасхи (Рапануи) находится в пределах меридионального Восточно-Тихоокеанского подвижного пояса [64], несколько южнее широтного разлома Сала-и-Гомас, на участке, к которому причленяется валообразная структура северо-западного простирания. Четвертичные щелочные оливиновые базальты острова Пасхи представляют формацию щелочных оливиновых базальтов океанов. Щелочные базальты сопровождаются преобладающими андезитами, что дает основание некоторым исследователям предполагать наличие в юго-восточной части Тихого океана продолжения «андезитовой» линии. Щелочной характер базальтов подчеркивается наличием небольшого количества трахитов. Мощность базальтовой коры в области распространения Восточно-Тихоокеанского вала составляет 7—20 км [65].

Остров Генериф входит в состав Канарских островов, расположенных в Атлантическом океане вблизи (в 300 км) побережья Африки. Остров образовался, по-видимому, в конце мела. Исследованные нами щелочной оливиновый базальт и анкармит представляют формацию щелочных оливиновых базальтов и ультраосновную щелочную формацию, формировавшиеся в условиях материкового склона. В нормативном составе щелочного оливинового базальта иногда появляется нормативный нефелин.

Преобладающим типом пород верхнеплиоценового четвертичного комплекса лав являются трахибазальты, слагающие основание острова, на котором формировались вулканические постройки, сложенные лавами того же состава. Излияния лав, зафиксированные в исторический период, представлены трахибазальтами [14].

Наиболее древние породы, слагающие Канарские острова, — меловые долериты. Остров Тенериф входит в группу островов, образующих широтную валлообразную структуру, поверхность которой воздымается от отметки дна океана 4000 м до дневной поверхности.

ОСТРОВНЫЕ ДУГИ

Остров Парамушир — самый северный остров Курильской островной дуги, примыкающий к Камчатке. Голоценовые андезито-базальты действующего вулкана Эбеко и четвертичные базальты вулкана Ветрового, исследованные нами, представляют базальты андезитовой формации островных дуг и являются типично высокоглиноземистыми типами базальтов. По нормативному составу андезито-базальты Эбеко представляют собой кварцевые толеиты с небольшим количеством нормативного кварца, а базальты Ветрового являются, по-видимому, единственными базальтами Курильских островов, которые иногда в нормативном составе содержат небольшое количество нефелина. Голоценовые андезито-базальты образуют на склонах вулкана потоки глыбовой лавы, перекрывающие нижне-, средне- и верхнечетвертичные вулканы. Базальты Ветрового — более древние и входят в состав шлаковых конусов и лавовых потоков, в значительной мере подвергшихся воздействию второго оледенения. Глубина поверхности Мохоровичича под северными Курильскими островами составляет 22,5—30,0 км. Характер строения коры континентальный, с четко выраженным разделом Конрада. Мощность «базальтового» слоя с граничной скоростью сейсмических волн 6,6—7,0 км/с составляет более 2/3 всей мощности коры. Роль «гранитного» слоя с граничной скоростью сейсмических волн 5,5—6,0 км/с, таким образом, в составе коры невелика [35]. Мощность вулканитов неогена составляет 5 км [66].

Верхняя мантия так же, как и под южными Курильскими островами, разуплотнена (граничная скорость 7,7 км/с), причем канал разуплотнения уходит глубоко в мантию.

Остров Кунашир — самый южный из Курильских вулканов (Большой Курильской дуги), примыкает к острову Хоккайдо, характеризующемуся континентальным типом коры. Исследованные нами андезито-базальты вулкана Менделеева представляют наиболее кальциевый и соответственно наиболее бедный щелочами тип базальтов андезитовой формации островных дуг. В то же время они являются типично высокоглиноземистыми. По нормативному составу андезито-базальты представляют пересыщенные кварцевые толеиты с очень большим количеством нормативного кварца (табл. 4, 5). Андезито-базальты вулкана Менделеева принадлежат к наиболее древнему из трех вулканических циклов, выделяемых в истории форми-

Состав базальтов и долеритов (в %) разных формационных типов

Окислы	Номера образцов							
	1	6	7	8	10	12	13	16
SiO ₂	45,66	60,85	64,84	46,61	47,20	55,76	58,37	51,33
TiO ₂	1,04	0,41	0,42	2,07	1,77	1,78	1,23	3,09
Al ₂ O ₃	22,51	18,20	14,70	15,48	14,31	16,55	15,04	14,21
Fe ₂ O ₃	6,19	4,41	6,18	3,63	4,93	3,10	3,98	7,21
FeO	2,45	1,55	0,30	10,23	6,65	6,02	2,95	4,59
MnO	0,06	0,06	Следы	0,48	0,19	1,08	0,09	0,15
MgO	2,47	1,30	0,18	6,80	7,38	1,08	2,42	3,38
CaO	8,23	1,11	0,61	9,05	11,31	3,23	3,89	6,73
Na ₂ O	5,10	5,92	5,20	3,01	2,33	6,28	3,31	3,34
K ₂ O	2,10	6,06	5,06	0,68	0,09	3,87	5,05	3,22
P ₂ O ₅	0,88	—	1,22	—	0,16	—	2,14	0,79
H ₂ O ⁻	0,17	—	Не обн.	—	1,73	—	0,60	0,77
H ₂ O ⁺	0,53	0,29	0,65	—	1,72	—	0,76	1,02
П.п.п.	0,97	0,21	1,00	—	—	—	—	—

Продолжение табл. 4

Окислы	Номера образцов							
	17	18	19	20	22	23	24	26
SiO ₂	44,68	56,56	52,77	54,28	46,01	65,68	39,10	46,92
TiO ₂	1,32	0,60	2,30	1,27	1,51	0,57	5,91	1,60
Al ₂ O ₃	14,59	20,90	16,36	18,49	13,47	16,25	10,40	14,00
Fe ₂ O ₃	3,97	1,56	6,79	0,78	7,22	2,38	7,95	3,93
FeO	5,73	1,41	2,59	6,91	5,92	1,90	5,95	8,08
MnO	0,17	0,16	0,40	0,18	0,14	0,06	0,23	0,20
MgO	8,80	0,72	0,22	4,81	6,36	1,41	7,73	7,32
CaO	13,01	2,69	4,37	9,00	11,65	3,46	13,26	11,37
Na ₂ O	2,20	7,06	3,20	2,29	2,70	3,97	2,93	2,30
K ₂ O	0,95	4,87	3,73	1,92	0,68	2,67	1,16	0,24
P ₂ O ₅	0,33	—	1,91	—	1,23	0,15	0,79	0,17
H ₂ O ⁻	0,33	—	Не обн.	—	1,62	1,50	4,00	1,86
H ₂ O ⁺	2,85	—	2,54	—	1,95	—	—	1,89
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	—

Окислы	Номера образцов							
	27	28	30	31	33	34	35	37
SiO ₂	43,48	57,50	43,77	41,24	48,02	48,26	58,68	38,20
TiO ₂	3,88	1,29	3,04	3,41	1,70	1,27	0,25	2,20
Al ₂ O ₃	12,62	15,72	13,67	12,10	13,15	17,82	15,44	5,53
Fe ₂ O ₃	4,64	3,94	7,55	4,35	5,04	6,09	3,03	6,62
FeO	8,08	2,63	5,47	10,72	8,46	4,61	0,30	6,31
MnO	0,19	0,12	0,16	0,19	0,20	0,14	0,04	0,12
MgO	9,66	1,78	6,71	7,55	6,83	4,62	0,72	21,89
CaO	11,90	2,38	11,03	11,34	12,30	8,09	2,46	11,70
Na ₂ O	2,32	0,42	1,78	2,88	2,25	3,61	2,64	0,20
K ₂ O	1,45	13,00	2,90	2,54	0,14	1,61	4,75	0,29
P ₂ O ₅	—	1,65	1,53	0,83	0,13	0,85	—	0,27
H ₂ O ⁻	—	He обн.	0,53	0,53	0,80	0,14	—	1,29
H ₂ O ⁺	—	0,76	2,13	2,28	1,00	0,86	—	4,20
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	—

Окислы	Номера образцов							
	44	46	50	71	99	100	102	103
SiO ₂	44,62	49,16	51,14	60,00	46,22	51,89	53,85	46,42
TiO ₂	4,25	2,29	1,20	0,81	0,92	2,89	1,54	0,80
Al ₂ O ₃	8,81	13,33	16,15	16,54	17,09	10,51	10,67	16,66
Fe ₂ O ₃	7,87	1,31	4,85	3,73	2,56	7,16	8,25	1,87
FeO	7,07	9,71	6,12	2,90	8,29	11,28	12,48	9,39
MnO	0,18	0,16	0,21	0,14	0,24	0,28	0,28	0,18
MgO	7,30	10,41	5,30	2,66	8,81	2,61	0,93	10,74
CaO	12,53	10,93	9,10	6,12	11,80	6,47	7,12	10,15
Na ₂ O	1,81	2,15	3,05	3,83	1,71	2,47	2,52	2,09
K ₂ O	0,62	0,51	0,53	1,97	0,40	1,90	0,63	0,34
P ₂ O ₅	0,81	0,16	—	—	0,12	0,40	0,49	0,15
H ₂ O ⁻	0,46	0,05	0,12	0,27	1,03	0,99	1,91	0,52
H ₂ O ⁺	2,72	0,04	0,85	—	1,94	1,08	3,99	1,07
П.п.п.	0,77	—	—	—	—	—	—	—

Оксиды	Номера образцов						
	104	105	106	107	109	110	112
SiO ₂	51,20	54,43	61,44	48,08	47,32	53,50	57,70
TiO ₂	0,80	1,72	1,10	2,56	3,14	2,18	1,34
Al ₂ O ₃	15,83	11,96	12,07	12,86	12,80	12,70	13,30
Fe ₂ O ₃	1,87	7,16	6,14	5,99	5,9	3,77	3,04
FeO	6,46	8,67	4,79	9,79	12,27	9,93	5,62
MnO	0,17	0,24	0,19	0,30	0,29	0,20	0,11
MgO	6,66	1,42	1,57	5,20	3,70	3,03	0,90
CaO	13,50	5,91	3,93	9,88	9,18	7,75	7,70
Na ₂ O	2,62	3,01	3,59	3,09	3,04	2,45	3,10
K ₂ O	0,40	1,71	3,26	0,52	0,65	2,40	1,64
P ₂ O ₅	0,12	0,73	0,32	0,15	0,20	0,34	0,29
H ₂ O ⁻	0,50	1,73	0,99	0,66	0,79	1,01	—
H ₂ O ⁺	0,24	1,84	1,00	1,29	0,93	1,09	0,78
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	4,71

Оксиды	Номера образцов					
	114	118	119	120	121	125
SiO ₂	45,20	53,00	46,76	43,71	47,16	44,72
TiO ₂	0,63	1,60	0,89	1,15	1,04	0,84
Al ₂ O ₃	13,12	13,98	18,58	17,54	15,27	16,05
Fe ₂ O ₃	3,17	10,28	2,16	4,68	3,12	2,59
FeO	12,48	5,61	6,73	7,16	8,97	8,34
MnO	0,19	0,18	0,15	0,19	0,20	0,18
MgO	13,60	2,96	5,14	5,82	7,13	10,53
CaO	0,86	6,15	13,10	11,03	10,53	10,14
Na ₂ O	0,36	1,90	1,60	2,48	2,60	2,01
K ₂ O	1,82	2,01	1,78	1,51	1,10	0,80
P ₂ O ₅	0,10	0,87	0,35	0,09	0,16	0,12
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,35	2,46	—	—	—	—
П.п.п.	Следы	1,13	2,58	3,67	2,72	3,23

Окислы	Номера образцов							
	129	131	132	I	II	III	IV	V
SiO ₂	38,72	37,41	41,64	49,30	51,50	46,90	47,10	48,50
TiO ₂	0,58	0,62	0,95	2,40	1,20	3,00	2,20	2,60
Al ₂ O ₃	8,56	10,76	14,76	14,60	16,30	15,50	15,70	15,00
Fe ₂ O ₃	4,41	9,92	4,38	3,20	2,80	3,10	3,40	3,10
FeO	11,43	10,30	9,60	8,50	7,90	8,60	7,80	8,50
MnO	0,22	0,19	0,18	0,17	0,70	0,16	0,16	0,17
MgO	22,98	14,77	8,74	7,40	5,90	6,90	7,10	7,20
CaO	5,76	7,77	11,36	10,60	9,80	10,40	10,10	10,50
Na ₂ O	0,74	1,31	1,48	2,20	2,50	3,00	3,30	2,50
K ₂ O	0,28	0,65	0,89	0,53	0,86	1,30	1,50	0,80
P ₂ O ₅	0,08	0,17	0,10	0,26	0,21	0,39	0,47	0,31
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	0,79	0,81	0,80	0,10	0,80
П.п.п.	5,19	4,45	3,75	—	—	—	—	—

Окислы	Номера образцов							
	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
SiO ₂	49,90	49,22	50,22	50,86	47,78	49,15	45,83	
TiO ₂	1,60	1,48	1,66	1,04	2,22	2,09	3,06	
Al ₂ O ₃	16,20	15,18	15,60	17,73	15,33	15,09	14,99	
Fe ₂ O ₃	3,00	3,18	5,08	3,92	4,09	3,35	3,90	
FeO	7,80	9,32	6,91	6,33	7,51	7,56	8,43	
MnO	0,17	0,20	0,18	0,17	0,15	0,17	0,14	
MgO	6,30	6,22	4,65	5,37	6,99	7,75	7,65	
CaO	9,80	10,47	8,10	9,81	9,00	10,61	10,02	
Na ₂ O	2,80	2,22	2,92	2,69	2,85	2,23	2,91	
K ₂ O	1,10	0,75	1,32	1,00	1,31	0,30	1,18	
P ₂ O ₅	0,30	0,15	He опр.	0,19	0,44	0,23	0,48	
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—	—	
H ₂ O ⁺	1,00	—	—	—	—	—	—	
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	

Примечания. 1. Анализы образцов 99, 100, 102—107, 109 и 110 предоставлены Л. И. Шахотько, 1, 7, 10, 12, 13, 16, 17, 19, 24, 26, 28, 30, 31, 33, 34, 37 — В. С. Гладких, 8, 18 и 27 взяты из работы [14], 50, 71 — [70], 21, 35 — [67], 119—121, 125, 129, 131 и 132 — [68], I—VI — [110], VII—XII — [20]. 2. Анализы образцов, имеющих римские номера, соответствуют средним значениям для: I — толеитовых базальтов океанических, II — толеитовых базальтов континентальных, III — щелочных базальтов океанических, IV — щелочных базальтов континентальных, V — базальтов океанических, VI — базальтов континентальных, VII — траппов древних платформ, VIII — траппов молодых платформ, IX — базальтов андезитовой формации, X — базальтов континентальной оливин-базальтовой формации, XI — толеитовых базальтов океанической оливин-базальтовой формации, XII — щелочных оливинных базальтов океанической оливин-базальтовой формации.

Нормативный состав базальтов и долеритов (в %)

Минералы		Номера образцов							
		1	6	7	8	12	13	16	17
	ap	2,10	—	1,01	—	—	5,05	2,02	0,71
	il	2,04	0,76	0,76	3,95	3,34	2,28	5,92	2,56
	mt	5,28	3,94	—	5,33	4,40	5,68	5,79	5,92
	hm	2,82	1,76	6,15	—	—	—	3,19	—
	ort	12,70	35,72	30,54	3,61	23,54	30,51	19,92	6,05
	ab	25,82	49,92	45,04	25,65	47,01	28,39	28,96	13,23
	an	33,68	5,29	—	27,48	5,65	5,29	14,46	29,14
di	wo	0,73	0,12	—	8,25	4,41	—	5,58	15,60
	en	0,62	0,10	0,40	5,12	2,61	—	4,82	10,52
hy	fs	—	—	—	2,64	1,58	—	—	3,81
	en	—	0,70	—	2,11	—	5,92	3,51	—
ol	fs	—	—	—	1,32	—	0,31	—	—
	fo	4,01	1,69	—	6,72	—	—	—	8,74
	fa	—	—	—	6,82	3,36	—	—	0,43
	c	—	—	1,08	—	—	2,19	—	—
	q	—	—	15,02	—	—	14,38	5,83	—
	ne	10,20	—	—	—	4,10	—	—	3,29
	wo	—	—	—	—	—	—	—	—

Продолжение табл. 5

Минералы		Номера образцов							
		18	19	20	21	24	27	28	30
	ap	—	4,63	—	2,79	2,16	—	3,85	3,79
	il	1,21	4,67	2,12	2,98	12,00	7,44	2,43	5,91
	mt	2,15	2,95	1,00	10,81	2,97	6,48	4,86	9,48
	hm	—	5,25	—	—	6,40	—	0,48	1,22
	ort	21,94	23,00	11,13	3,74	7,48	8,62	77,87	17,75
	ab	41,90	28,85	19,40	23,94	26,29	9,96	3,15	15,20
	an	10,85	8,27	33,89	23,32	12,63	21,92	—	21,06
di	wo	1,28	—	4,30	11,93	9,13	18,32	—	9,77
	en	0,71	0,53	2,71	9,25	7,88	13,10	—	8,43
hy	fs	0,46	—	1,32	1,37	—	1,32	—	—
	en	—	—	9,24	7,09	0,97	—	—	4,42
ol	fs	—	—	8,97	1,23	—	—	—	4,53
	fo	0,68	—	—	—	12,09	7,70	—	2,88
	fa	—	—	—	—	—	2,04	—	—
	c	—	4,50	—	—	—	—	—	—
	q	—	17,35	5,92	1,55	—	—	2,94	—
	ne	10,55	—	—	—	—	5,54	—	—
	wo	—	—	—	—	—	—	—	—

Минералы	Номера образцов								
	31	34	35	37	44	46	50	71	
ap	2,02	2,08	3,03	0,49	2,06	0,34	—	—	
il	6,53	2,50	0,76	4,51	8,48	4,40	2,28	1,52	
mt	6,37	9,08	—	10,08	11,50	1,86	6,95	5,33	
hm	—	—	—	—	0,25	—	—	—	
ort	14,73	9,77	28,10	1,77	3,53	2,78	1,67	11,41	
ab	3,93	31,39	22,55	1,06	16,04	19,59	26,74	32,98	
an	12,65	28,70	12,24	14,18	14,97	27,77	31,16	23,39	
di	wo	15,41	2,88	—	19,12	18,60	11,55	6,39	3,31
	en	10,04	1,35	1,71	15,46	16,10	6,68	3,51	2,06
	fs	4,69	1,49	—	1,40	—	3,96	2,64	1,06
hy	en	—	10,45	—	—	4,04	9,69	9,74	4,57
	fs	—	—	—	—	—	9,23	3,03	—
ol	fo	6,12	—	—	29,67	—	—	—	—
	fa	4,53	—	—	1,94	—	—	—	—
c	—	—	1,38	—	—	—	—	—	
q	—	0,31	30,23	—	—	—	—	—	
ne	12,98	—	—	0,32	—	4,43	3,15	5,89	14,37
wo	—	—	—	—	—	—	—	—	

Минералы	Номера образцов								
	99	100	102	103	104	105	106	107	
ap	0,34	4,01	1,27	0,34	0,34	1,68	0,67	0,34	
il	1,67	5,31	3,11	1,52	1,52	3,19	2,12	4,86	
mt	3,70	10,35	5,13	2,67	2,65	11,22	8,80	8,74	
hm	—	—	—	—	—	—	—	—	
oct	2,23	11,13	3,61	1,67	2,23	10,02	19,45	2,78	
ab	14,16	21,66	22,68	17,56	21,81	27,17	30,91	26,90	
an	37,93	12,40	17,50	36,32	30,00	15,60	7,37	20,25	
di	wo	8,19	6,80	6,33	5,92	15,98	4,82	4,24	12,18
	en	4,07	3,86	2,38	3,11	10,04	2,16	2,66	7,23
	fs	3,96	2,64	2,64	2,64	3,83	2,64	1,32	3,96
hy	en	10,69	2,66	—	4,02	6,53	1,36	3,66	5,72
	fs	8,05	7,97	16,95	4,42	4,15	5,08	0,92	5,21
ol	fo	5,00	—	—	14,21	0,63	—	—	—
	fa	—	—	—	5,60	—	—	—	—
c	—	—	—	—	—	—	—	—	
q	—	14,21	18,40	—	—	16,20	17,88	1,83	
ne	—	—	—	—	—	—	—	—	
wo	—	—	—	—	—	—	—	—	

Минералы	Номера образцов								
	109	110	112	114	116	119	120	121	
ap	0,34	0,67	0,67	0,34	1,01	0,85	0,34	0,34	
il	5,92	4,10	2,58	1,21	3,04	1,67	2,12	1,97	
mt	8,57	5,45	4,40	4,63	13,03	3,24	6,71	4,40	
hm	—	—	—	—	—	—	—	—	
ort	3,60	13,91	8,75	10,57	11,59	11,07	9,90	6,68	
ab	27,18	21,60	23,00	2,62	15,75	14,13	14,63	23,02	
an	20,40	17,64	16,23	27,74	22,41	38,78	34,01	27,73	
di	wo	10,40	8,19	7,55	5,92	1,74	10,84	9,77	10,45
	en	5,97	5,02	2,21	3,01	1,00	6,93	5,57	6,02
	fs	3,96	2,71	5,67	3,17	0,66	2,64	2,64	3,96
hy	en	3,26	2,41	—	17,37	6,32	3,51	—	1,61
	fs	9,11	9,23	—	6,99	7,39	1,32	—	0,26
ol	fo	—	—	—	8,79	—	1,94	6,25	7,04
	fa	—	—	—	7,64	—	4,08	4,08	6,52
c	—	—	—	—	—	—	—	—	
q	1,29	9,07	17,8	—	15,1	—	—	—	
ne	—	—	—	—	—	—	—	—	
wo	—	—	0,40	—	—	—	3,98	—	

Минералы	Номера образцов								
	125	129	131	132	I	II	III	IV	
ap	0,36	0,18	0,36	0,36	0,5	0,34	1,01	1,18	
il	1,75	1,12	1,29	1,95	4,55	2,28	5,77	4,25	
mt	3,88	6,85	15,25	6,94	4,63	3,94	4,40	4,86	
hm	—	—	—	—	—	—	—	—	
ort	5,26	1,47	3,83	5,97	5,85	5,28	7,79	8,90	
ab	17,62	6,10	11,72	11,35	18,35	21,47	23,37	23,51	
an	31,10	20,60	23,06	31,20	28,15	31,23	25,43	24,41	
di	wo	8,72	3,68	7,03	11,84	10,28	7,14	9,87	9,29
	en	5,42	2,12	3,84	7,32	4,77	4,17	6,53	6,02
	fs	2,77	1,39	2,95	2,83	3,96	2,64	2,64	2,64
hy	en	0,26	5,30	—	—	13,13	10,49	—	—
	fs	0,27	1,39	—	—	5,41	7,65	—	—
ol	fo	15,21	38,23	24,70	11,07	—	—	7,46	8,16
	fa	7,38	11,53	5,41	6,99	—	—	4,58	4,08
c	—	—	—	—	—	—	—	—	
q	—	—	—	—	0,42	3,27	—	—	
ne	—	—	0,56	1,18	—	—	1,15	2,70	
wo	—	—	—	—	—	—	—	—	

Минералы	Номера образцов								
	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
ap	0,68	0,67	—	—	—	—	—	—	
il	5,12	3,04	2,99	3,26	2,00	4,38	4,01	6,05	
mt	4,50	4,40	4,80	7,57	5,63	6,20	4,05	5,68	
hm	—	—	—	—	—	—	—	—	
ort	5,11	6,68	4,05	15,92	6,12	8,02	1,70	7,40	
ab	21,41	24,29	19,60	25,60	23,10	24,84	19,20	17,82	
an	27,87	29,23	25,41	21,90	34,30	25,80	30,94	27,57	
di	wo	8,42	7,78	11,95	7,94	6,48	8,38	9,46	9,63
	en	6,35	4,72	6,88	3,43	4,02	5,17	6,13	6,26
	fs	2,70	2,64	4,51	2,70	2,01	2,72	2,62	2,70
hy	en	10,36	10,74	9,17	6,55	9,47	6,30	13,55	—
	fs	5,52	5,67	8,21	6,83	4,81	2,04	5,10	—
ol	fo	1,15	0,14	—	—	—	1,58	—	9,08
	fa	0,84	—	—	—	—	4,57	—	3,46
c	—	—	—	—	—	—	—	—	
q	—	—	2,43	4,69	2,13	—	2,32	—	
pe	—	—	—	—	—	—	—	4,07	
wo	—	—	—	—	—	—	—	—	

Примечания те же, что и к табл. 4.

рования вулкана Менделеева [35], и залегают в основании вулканической постройки. Андезиты вулкана Головнина входят в состав экструзивного купола и по характеру химизма аналогичны андезито-базальтам вулкана Менделеева. Глубина поверхности Мохоровичича по южным Курильским островам 14—20 км.

Остров Кунашир характеризуется субконтинентальным типом земной коры [69]. Раздел Конрада в коре выражен лишь изредка и неотчетливо. В большинстве случаев он не улавливается, а сравнительно однородная кора характеризуется граничными скоростями сейсмических волн около 6,3 км/с, что является промежуточной величиной между скоростями, характерными для «базальтового» и «гранитного» слоев. Мощность вулканитов неогена 3—5 км [66]. Верхняя мантия под южными Курильскими островами разуплотнена (скорости сейсмических волн 7,7 км/с). Канал разуплотненного вещества уходит вертикально вниз.

ПОДВИЖНЫЕ ПОЯСА

Срединная Камчатская депрессия расположена между Восточно-Камчатским и Срединным хребтами. Последние являются аналогами соответственно Малой Курильской и Большой Курильской дуг и расположены на их продолжении.

Базальты вулкана Большая Удина, расположенного в Ключевском доле, представляют андезитовую формацию островных дуг. По нормативному составу базальты и андезито-базальты вулкана Большая Удина принадлежат к кварцевым толеитам и содержат обычно небольшое количество нормативного кварца [70]. Породы вулкана носят отчетливо высокоглиноземистый характер.

Дупироксеновые базальты вулкана стратиграфически занимают промежуточное положение между древними и более молодыми андезитами. Все вулканиты потухшего вулкана Большая Удина предположительно датируются как ниже-верхне-четвертичные [70].

Глубина поверхности Мохоровичича под Восточной Камчаткой составляет 35 км [66]. Кора характеризуется континентальным типом строения. Однако в отличие от континентальных областей большую ее часть составляет «базальтовый» слой. Роль «гранитного» слоя незначительна. Для Восточной Камчатки характерно распространение мощной мезозой-кайнозойской толщи вулканитов.

Выгорлат-Гутинская вулканогенная гряда Закарпатья примыкает с юга к зоне глубинного Закарпатского разлома. Формирование толщи вулканитов происходило в неогене в ортогенную стадию развития геосинклинали. Исследованные андезито-базальты представляют андезитовую формацию геосинклинальных областей. По нормативному составу андезито-базальты являются кварцевыми толеитами и относятся к высокоглиноземистому типу. Они принадлежат к третьей вулканической стадии неогенового вулканизма Закарпатья и датируются как верхний паннон — левантин.

Андезито-базальты слагают дайки, купола и лавовые потоки, входят в виде обломков в состав пирокластического материала. Образование вулканогенной толщи связано с деятельностью большого числа вулканических центров, которым соответствовали вулканы. И до периода формирования основных пород третьей фазы (в районе сел Вышково, Берегово и др.) и после нее (в пределах той же Выгорлат-Гутинской гряды) образовывались кремнекислые породы — андезито-дациты, дациты и липариты, характеризующиеся теми же особенностями химизма, что и андезито-базальты.

Для Закарпатья характерны большая мощность земной коры и положение поверхности Мохоровичича на глубине около 50 км [71].

Малый Кавказ в верхнеплиоценовый — четвертичный этап формирования являлся, как полагает В. А. Кутюлин [20], областью образования вулканитов андезитовой формации. Изученные нами трахиандезито-базальты вулкана Ишхансар юго-восточной Армении и долериты вулкана Ара-Илер Центральной Армении, таким образом, представляют базальты

андезитовой формации. По нормативному составу первые являются щелочными оливиновыми базальтами изредка с небольшим количеством нормативного нефелина, а вторые — кварцевыми толеитами. Трахиандезито-базальты входят в состав нижней толщи верхнеплиоценового — четвертичного кальдерного вулкана Ишхансар [72], долеритоподобные базальты вулкана Ара-Илер слагают основание вулканической постройки, возраст которой, по-видимому, соответствует возрасту вулкана Ишхансар.

По данным глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ) глубина поверхности Мохоровичича в различных районах Малого Кавказа колеблется в пределах 44—56 км, а глубина поверхности Конрада — 33—39 км [73]. Таким образом, «гранитный» слой составляет 70—75% всей коры.

Предполагается, что общий гравитационный минимум, характерный для Малого Кавказа, может свидетельствовать о уплотненности вещества верхней мантии [74].

ПЛАТФОРМЕННЫЕ ОБЛАСТИ

Воронежский кристаллический массив представляет собой поднятие кристаллического фундамента в пределах Русской платформы. Толеитовые верхнедевонские долериты района сел Нижний Мамон — Подколодновка, изученные нами, представляют формацию траппов древних платформ. Они распространены вдоль юго-восточного борта Воронежской антеклизы и перекрывают породы кристаллического фундамента, осадочные и вулканогенно-осадочные породы среднего и верхнего девона. Мощность толеитовых долеритов составляет 3—57 м [61]. По данным ГСЗ, Воронежский кристаллический массив имеет блоковое строение, а в верхней мантии прослеживается раздел на глубине 75—80 км (граничная скорость сейсмических волн 8,8 км/с). Наибольшая мощность коры (в северо-восточном блоке) достигает 50 км. Здесь же установлены самые высокие скорости прохождения сейсмических волн в верхней мантии. Мощность коры и скорости сейсмических волн уменьшаются в юго-западном направлении [75].

По мнению А. А. Борисова [74], под Воронежской антеклизой вещество верхней мантии уплотнено и, таким образом, компенсирует в гравитационном отношении прогиб поверхности Мохоровичича.

Тунгусская синеклиза является областью широкого развития типичных для Сибирской платформы траппов верхнепермского — триасового возраста. Изученные нами толеитовые и субщелочные долериты представляют формацию траппов древних платформ. Дифференцированная интрузия Учами относится по химизму и характеру дифференциации к скергаардскому типу. Тунгусская субпровинция развития траппов соот-

ветствует на глубине архейской глыбе, предположительно устанавливаемой по геофизическим данным в центральной и западной частях бассейна р. Тунгуски [75]. Допускается, что по возрасту фундамент Тунгусской синеклизы соответствует наиболее древним катархейским нуклеарным ядрам древнейших щитов. В центральной части архейской глыбы предполагается наличие незначительно развитых протоплатформенных протерозойских отложений. Приуроченность проявлений пермо-триасового траппового магматизма преимущественно к бортам Тунгусской синеклизы согласуется с предполагаемым наличием на глубине жесткого кристаллического массива. Специфика траппового магматизма Тунгусской субпровинции, очевидно, обусловлена особенностями строения и состава глубинных зон земной коры и верхней мантии [75].

Район Норильска находится вне пределов упоминавшейся катархейской тунгусской глыбы. Он приурочен к области развития глубинных разломов. Изученные нами долериты интрузии Талнах представляют формацию траппов древних платформ. Они принадлежат к норильскому типу дифференцированных интрузий, связанных с главной пермо-триасовой фазой траппового вулканизма Сибирской платформы. Характерными особенностями названного типа интрузий являются высокая магнетизальность и большая щелочность по сравнению со вторым типом интрузий — аламджахским. Магма норильских интрузий принадлежит к чрезвычайно глубинным выплавкам верхней мантии. Она содержит некоторые редкие элементы в тех же количествах, что и хондриты [76]. По возрасту интрузии норильского типа соответствуют второму триасовому циклу [76].

Фундамент, подстилающий платформенные отложения в районе Норильска, представлен складчатой зоной байкалид [75]. Глубина поверхности Мохоровичича в районе развития норильских интрузий составляет 35—40 км.

Центрально-Алданский район, приуроченный к северному склону Алданского щита, вместе с рядом других районов входит в состав широтной зоны мезозойской тектонической активизации. Изученные нами ортоклазовые и эпилейцит-ортоклазовые и эпилейцитовые базальты представляют формацию калиевых фельдшпатоидных базальтов. По нормативному составу они соответствуют щелочным оливиновым базальтам и содержат небольшое количество нормативного нефелина. Характерной особенностью этих базальтов является резкое преобладание калия над натрием [77, 78]. Эпилейцит-ортоклазовые базальты входят вместе со щелочными трахитами и эпилейцитовыми фоолитами в состав вулканогенных толщ, залегающих внутри кальдер проседания. Вулканогенные толщи сложены лавовыми потоками, эксплозивными брекчиями и широко развитыми игнимбритами. Калиевые базальты составляют большую часть разреза и залегают обычно в его нижней части.

Щелочно-базальтовая трахитовая дифференцированная эффузивная серия Центрального Алдана сопровождается менее щелочной плагиоклазосодержащей трахибазальтовой дифференцированной серией, имеющей щелочноземельный характер [78, 79]. Возраст вулканогенной толщи, залегающей в кальдерах проседания, средне-верхнеюрский [78, 79]. Локализация проявления калиевого базальтового магматизма связана с областями пересечения зон широтных глубинных разломов меридиональными структурами.

Глубина поверхности Мохоровичича в пределах Алданского щита довольно постоянна и составляет 40—45 км. Алданский кристаллический щит сложен кристаллическими сланцами и гнейсами, прорванными интрузиями древних гранитов. В целом для Алданского щита характерен довольно основной состав.

Восточно-Африканский рифт представляет собой крупнейшую континентальную структуру, известную в пределах древних щитов. Изученный нами щелочной оливиновый базальт из экваториального района представляет формацию щелочных оливиновых базальтов континентов. По нормативному составу он соответствует щелочному оливиновому базальту и содержит небольшое количество нормативного оливина.

Щелочной оливиновый базальт входит в состав базальт-трахитовой дифференцированной серии. Последняя находится в парагенетических соотношениях с более щелочной и, по-видимому, более глубокой серией оливиновый меланефелинит-фонолит. Щелочная комагматическая серия сформировалась несколько ранее и сопровождается карбонатитоносными комплексами. Рифт представляет собой осевой грабен на сводовом поднятии шириной в несколько сотен километров.

Глубинная структура восточной части докембрийского Африканского щита не изучена [80].

ОБЛАСТИ АКТИВИЗАЦИИ

Остров Скай в Шотландии входит в состав грандиозной по размерам третичной Британо-Арктической провинции базальтовых пород. Исследованные нами оливиновые базальты и производные базальтовой магмы — муджиериты представляют формацию щелочных оливиновых базальтов континентов. Оливиновые базальты содержат в нормативном составе оливин, а муджиерит — и нефелин.

Так же, как и на острове Малл, расположенном в 100 км, оливиновые базальты острова Скай слагают наиболее древнюю толщу палеоген-неогенового комплекса (на острове Малл мощностью 1000 м), в верхней части которой появляются муджие-

риты, резко обогащенные щелочами по сравнению с оливиновыми базальтами. Период формирования оливиновых базальтов соответствует периоду образования щитовых вулканов диаметром 30—40 км. Позже формировались типичные толеитовые базальты или базальты «центрального типа», кальдеры проседания, конические и кольцевые дайки основных пород и кислые породы.

Размеры палеоген-неогеновой провинции базальтового магматизма и разнородность входящих в нее тектонических структур (континенты, Срединно-Атлантический хребет) свидетельствуют об огромных масштабах и глубинности процессов формирования базальтовых магм [14].

Торятские вулканы Монголии приурочены к областям раннекаледонской складчатости. Исследованные оливиновые базальты принадлежат к формации щелочных оливиновых базальтов континентов. В нормативном составе базальтов содержится оливин, гиперстен отсутствует. Торятские вулканы формировались в течение четвертичного периода, включая и голоцен. Излияния носили трещинный характер, в ходе которых лавовые потоки заполняли речные долины. В заключительную стадию формировались шлаковые конусы.

Локализация областей проявления четвертично-голоценового вулканизма связана с серией широтных глубинных разломов [81].

Витимское вулканическое плато в северо-восточном Забайкалье приурочено к области кайнозойской активизации. Исследованные оливиновые базальты представляют формацию континентальных щелочных оливиновых базальтов. В нормативном составе базальтов отсутствует гиперстен.

Вулканическое плато формировалось в верхнем плиоцене и четвертичном периоде. Излияния носили трещинный характер. На заключительной стадии образовывались шлаковые конусы [82].

Глубина поверхности Мохоровичича в районе Витимского плато составляет 45—50 км [71].

Маймеча-Котуйская провинция расположена в южной части Таймыра, на северной окраине Сибирской платформы, на склоне расположенного севернее передового прогиба Таймырского подвижного пояса. Район развития пермо-триасовых пород Маймеча-Котуйской провинции является областью позднепалеозойской активизации. Изученные нами толеитовые и щелочные базальты и связанные с ними породы представляют три формации [63]: траппов древних платформ, континентальную щелочно-базальтовую (трахибазальты) и ультраосновную — щелочную (нефелинит, пикритовый порфирит). Все эффузивные породы Маймеча-Котуйской провинции формировались на ранней стадии, предшествовавшей стадии формирова-

ния массивов центрального типа. Трапповой формации соответствует ряд толентовый базальт — оливиновый базальт, щелочно-базальтовой — трахибазальт — трахит и ультраосновной — щелочной пикритовый порфирит-меланефелинит. Наиболее поздним членом вулканической ассоциации является меймечит — производный глубоких областей мантии. Глубинный характер вулканизма Маймеча-Котуйского района подчеркивается также формированием на позднем этапе кимберлитов [63].

Под платформенным чехлом в Маймеча-Котуйском районе распространены байкалиды. Глубина поверхности Мохоровичича составляет 35—40 км.

Ниже-среднедевонские щелочные андезитово-базальты Кузнецкого Алатау представляют формацию щелочных оливиновых базальтов активизированных в среднем палеозое салярида. Консолидация складчатой области произошла в конце кембрийского периода. Щелочные оливиновые базальты содержат в нормативном составе небольшое количество нормативного оливина.

Вулканыты Кузнецкого Алатау приурочены к зонам разломов, отчленяющих Кузнецкий Алатау от соседних областей. Щелочные оливиновые базальты слагают нижнюю часть мощной (1700 м) вулканогенной толщи р. Урюп и других районов с подчиненным количеством щелочных базальтоидов и фонолитов [61]. В верхней части толщи наблюдается чередование оливиновых базальтов, трахибазальтов, трахитов, берешитов и пикритовых порфиритов. Излияния носили линейный трещинный характер. Коэффициент эксплозивности равен 10.

Таким образом, в Кузнецком Алатау представлены две комагматические серии: щелочные базальты — трахиты и ультраосновная — щелочная — нефелиниты, пикритовые порфириты.

Чешский кристаллический массив приурочен к Молдубаской зоне герцинид Европы. Исследованный нефелиновый базальт принадлежит к формации натровых фельдшпатоидных базальтов. Наличие здесь же лимбургитов позволяет говорить об ультраосновной — щелочной формации, находящейся с формацией натровых фельдшпатоидных базальтов в парагенетических соотношениях. Глубинность условий формирования ультраосновных — щелочных магм подчеркивается наличием кимберлитовых трубок взрыва.

Чешский кристаллический массив представляет собой поднятие в пределах герцинской складчатой области. Он сложен кристаллическими сланцами и гнейсами, имеющими предположительно докембрийский возраст [83]. Формирование натровых щелочных фельдшпатоидных базальтов, ультраосновных — щелочных пород и кимберлитов связано с верхнекайнозойской активизацией области Чешского кристаллического массива.

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ УРАНА В БАЗАЛЬТАХ И ДОЛЕРИТАХ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ПОРОДАХ

Полученные нами многочисленные f -радиограммы и соответствующие им прозрачные шлифы базальтов, долеритов и связанных с ними пород, как отмечалось, содержат очень большой объем информации о пространственном распределении урана. Поскольку концентрации урана в пределах каждой f -радиограммы пропорциональны плотности треков, то по существу они дают картину количественного распределения концентраций урана. Важно отметить, что детальность исследования характера относительного распределения концентраций урана ограничена лишь разрешающей способностью оптического микроскопа, с помощью которого параллельно исследуются прозрачный шлиф и соответствующий ему лавсановый детектор.

Некоторым ограничением количества информации, получаемой таким методом, является также чувствительность конкретного режима исследования (облучения в реакторе), которая обуславливает минимальную концентрацию урана, фиксируемую треками. Верхний предел концентрации урана определяется предельной плотностью треков, при которой еще возможен их подсчет [38]. Интервал одновременно оцениваемых с помощью одной f -радиограммы концентраций урана составляет более двух порядков.

Ниже приводятся результаты исследования пространственного распределения урана в базальтах, долеритах и генетически связанных с ними породах, причем данные излагаются по формационному принципу в соответствии с табл. 3. Такая разбивка материала, кроме определенной структуры изложения, носит также некоторый генетический смысл несмотря на то, что а priori следовало бы ожидать, что пространственное распределение урана определяется характером и последовательностью кристаллизации силикатных расплавов [39]. Например, распределение урана в нефелинитах Маймеча-Котуйской провинции в значительной мере определяется наличием в основной массе кристалликов перовскита, что, в свою очередь, обусловлено геохимической формационной спецификой.

Данные пространственного распределения урана изложены в трех разделах, последовательно касающихся базальтов (андезито-базальтов, андезитов) и долеритов, генетически связанных с базальтовыми магмами пород и пород, измененных вторичными процессами. Сопоставление характера распределения урана в базальтах и долеритах позволяет проследить его поведение от самых ранних стадий кристаллизации до самых поздних. Следует отметить, что часто отнесение к группе базальтов и

долеритов является условным. Так, описанный долерит вулкана Ара-Илер в Армении содержит лишь 30% интерстиционных участков, выполненных хлоритом, в то время как интрузивный габбро-долерит р. Учами, относящийся к верхнепермской — триасовой трапповой формации Сибирской платформы, содержит около 50% нераскристаллизованного стекла.

Исследование характера распределения урана в поздних дифференциатах базальтовых магм, относительно богатых редкими элементами и акцессорными минералами, также дает специфическую информацию о магматической истории урана. С другой стороны, исследование распределения урана в изохимических щелочно-трахитовых игнимбритах и щелочных сиенитах позволяет проследить характер распределения урана при кристаллизации расплава примерно одного состава, кристаллизующегося в существенно различных режимах. В первом случае это фракционная кристаллизация и закалка, во втором — более медленная кристаллизация, на некоторых этапах формирования породы близкая к равновесной.

Изучение пород, измененных вторичными процессами, позволяет сопоставить долю урана и характер его распределения, связанные с магматической и послемагматической стадиями. В то же время исследование с помощью метода f-радиографии в той или иной мере измененных пород дает пока единственную возможность оценить представительность данных о валовых концентрациях урана, получаемых иными аналитическими методами. Эти данные позволяют также попытаться оценить влияние вторичных процессов на распределение урана в земной коре. Следует отметить, что с точки зрения конечных результатов, выражающихся в особенностях пространственного распределения урана, разделение пород на измененные вторичными процессами и слабоизмененные ими является, конечно, условным.

Необходимо подчеркнуть, что приводимые описания характерных для указанной выше группы пород шлифов и лавсановых детекторов основаны на изучении иногда очень большого числа полученных нами f-радиограмм для аналогичных пород. Для базальтов и других эффузивных пород, включенных в эту группу, даются общая характеристика породы, количественно-минеральный состав, характеристика вкрапленников, основной массы и вторичных изменений. Затем описывается пространственное распределение урана в породе и ее структурных элементах. Для долеритов и других полнокристаллических пород дается общая характеристика породы, количественно-минерального состава, ее пороодообразующих, второстепенных и акцессорных минералов, структуры породы и ее вторичных изменений.

Описание характера распределения урана ведется в следующей последовательности: распределение урана в базальтах островных дуг, подвижных поясов, в базальтах и долеритах платформенных областей и зон активизации (см. табл. 3).

Толентовый, высокоглиноземистый андезитобазальт вулкана Эбеко (обр. 434, 510) содержит $0,83 \cdot 10^{-4}\%$ урана (табл. 6). Он является порфировой породой, содержащей во вкрапленниках плагиоклаз, моноклиновый пироксен (очень редко ромбический), оливин и магнетит. Обладает основной массой, половина которой состоит из зеленовато-коричневого стекла (рис. 2)¹. Количественные соотношения минералов в породе следующие: вкрапленники (63%) — плагиоклаз 38%, пироксен 18%, магнетит 4,5%, оливин 2,5%; основная масса (37%) — стекла 17%, лейсты плагиоклаза 20%, зерна магнетита и авгита.

Моноклиновый пироксен вкрапленников представлен авгитом с $C : Ng = 43-44^\circ$ и $2V = 50-52^\circ$. Плагиоклаз является битовнитом с лабрадоровой каймой, изменяющей свой состав от № 75 до № 57 и № 47. Очень часты включения вулканического стекла в периферической и средней частях кристаллов плагиоклаза. Оливин представлен хризолитом с $2V = -88^\circ$. Состав микролитов в основной массе андезиновый.

Структура породы порфировая, основной массы — гиалопелитовая. Для андезитобазальта характерно наличие газовых пустот, которые отчетливо диагностируются на f-радиограммах вследствие полного отсутствия треков.

Распределение урана в андезитобазальтах, как это видно на микрофотографии лавсанового детектора (см. рис. 8), весьма характерно и отражает контрастное его распределение между вкрапленниками и основной массой, к которой приурочено более 95% всего урана породы. Чрезвычайно низкая концентрация урана присуща вкрапленникам всех минералов. В основной массе уран распределен весьма равномерно. Изредка улавливается линейная группировка треков, маркирующая границы лейст плагиоклаза.

Толентовый андезитобазальт вулкана Менделеева острова Кунашир (обр. 94) содержит в нормативном составе 11,73% кварца [31, 32]. В аналогичных по составу андезитобазальтах методом f-радиографии установлено $0,24 \cdot 10^{-4}\%$ урана [39].

Андезитобазальт состоит из вкрапленников (38%) и стекловатой слабо просвечивающейся из-за магнетитовой пыли серой основной массы (рис. 3). Среди вкрапленников преобладает плагиоклаз, составляющий 30%. Пироксены вкрапленников, преобладающий авгит и гиперстен составляют 8%. Плагиоклаз является зональным лабрадором № 62. Закон двойникования — манебахский, авгит характеризуется $2V = 53-55^\circ$, $C : Ng = 40-43^\circ$, гиперстен обладает $2V = -86-88^\circ$. Среди вкрапленников наблюдается небольшое количество кристаллов магнетита.

¹ Рис. 2—38 приведены в конце книги.

Концентрация урана Cu в базальтах и связанных с ними породах

№ п/п	Номер образца	Порода	Тектоническая приуроченность, возраст	$Cu \cdot 10^{-4}$, %
Базальты, габбро-диабазы				
1	46	Толентовый оливиновый базальт	Тихий океан, остров Гавайи, вулкан Килауэа, современные лавы	0,29
2	47	Щелочной оливиновый базальт	Тихий океан, остров Пасхи, четвертичные лавы	0,96
3	51	Толентовый базальт	Курило-Камчатская островная дуга, Камчатка, вулкан Большая Удина, четвертичные лавы	0,44
4	52	То же	То же	0,55
5	53	Оливиновый толентовый базальт	"	0,39
6	54	Базальт	"	0,42
7	55	"	"	0,46
8	56	"	"	0,49
9	57	"	"	0,92
10	58	Оливиновый толентовый базальт	"	0,36
11	60	Базальт	"	0,43
12	63	"	"	0,52
13	66	"	"	0,36
14	2005a	"	То же, Западная Камчатка, вулкан Уксичан, четвертичные лавы	2,28
15	2005г	"	То же	2,48
16	350	Щелочной оливиновый базальт	То же, Курильские острова, остров Парамушир, вулкан Ветровой, четвертичные лавы	0,48
17	394	То же	То же	0,58
18	510	Толентовый андезито-базальт	То же, вулкан Эбеко	0,83
19	621	То же	То же, остров Кунашир, вулкан Менделеева	0,24
20	27	Щелочной оливиновый базальт	Атлантический океан, остров Тенериф, четвертичные лавы	1,05
21	3	Анкарамит	То же	1,75
22	39	Щелочной оливиновый базальт	Африканская платформа Восточно-Африканский рифт, неоген — четвертичный период	0,76
23	119	Троктолит	Сибирская платформа, район Норильска, пермь — триас	0,18
24	120	Призматически - офитовое габбро	То же	0,40

№ п/п	Номер образца	Порода	Тектоническая приуроченность, возраст	$CU \cdot 10^{-4}$, %
25	121	Призматически-офитовое габбро	Сибирская платформа, район Норильска, пермь — триас	0,23
26	122	Оливиновое габбро	То же	0,33
27	123	Оливиновый габбро-долерит	"	0,18
28	124	То же, количество оливина возрастает	"	0,30
29	125	То же	"	0,28
30	126	Оливиновый габбро-долерит, количество оливина возрастает	"	0,22
31	127	То же	"	0,21
32	128	"	"	0,23
33	129	Пикрит	"	0,12
34	130	То же	"	0,11
35	131	Крупнозернистый троктолит	"	0,10
36	132	Такситовый габбро-долерит зоны закалки	"	0,16
37	98	Габбро-долерит	Сибирская платформа, западная часть, р. Учамы, бассейн р. Нижняя Тунгуска, область развития траппов, пермь — триас	0,72
38	99	Габбро-долерит	То же	0,62
39	101	Троктолитовый габбро-долерит	"	0,60
40	103	Оливиновый габбро-долерит	"	0,61
41	104	Габбро-долерит	"	0,57
42	108	Троктолитовый габбро-долерит	"	0,33
43	112	Габбро-долерит	"	0,71
44	114	Троктолитовый габбро-долерит	"	0,48
45	115	Габбро-долерит	"	0,93
46	16	Трахиандезито-базальт	Сибирская платформа, северная окраина, Маймеча-Котуйская провинция, область активизации, пермь — триас	0,26
47	24	Нефелинит	То же	0,55
48	30	Щелочной базальт, хлоритизированный	"	3,04
49	31	Лимбургит	"	1,77
50	37	Пикритовый порфирит, хлоритизированный	"	3,67
51	38	Щелочной базальт	"	0,43
52	44	Базанит	"	1,29

№ п/п	Номер образца	Порода	Тектоническая приуроченность, возраст	$Ca \cdot 10^{-4}$, %
53	40	Оливиновый базальт	Забайкалье, Витимское плато, южное обрамление, область активизации, четвертичные лавы	1,04
54	41	То же	То же	0,52
55	42	"	"	1,11
56	45	"	"	0,69
57	11	Долеритоподобный базальт, хлоритизированный, с цеолитными прожилками	"	3,03
58	36	Щелочной оливиновый базальт	Монголия, Торятские вулканы, область активизации, четвертичные лавы	0,97
59	49	То же	То же	0,86
60	17	Щелочной оливиновый базальт, интенсивно хлоритизированный, карбонатизированный	Кузнецкий Алатау, область активизации, девон	1,42
61	34	Толентовый базальт, хлоритизированный, карбонатизированный	То же	1,16
62	10	Толентовый долерит, хлоритизированный	Русская платформа, Воронежский кристаллический массив, девон	3,37
63	26	То же	То же	1,62
64	33	"	"	3,36
65	43	"	"	0,23
66	14	"	"	1,18
67	8	Оливиновый базальт	Шотландия, остров Скай, область активизации, палеоген-неогеновый период	0,25
68	32		То же	0,40
69	5	Муджиерит	"	0,38
70	12	Муджиерит хлоритизированный	"	0,69
71	4	Лимбургит	Чешский кристаллический массив, область активизации, четвертичный период	2,27
72	15	Лимбургит, хлоритизированный	То же	3,26
73	29	Мончикит, хлоритизированный	"	1,50
74	143	Трахандезито-базальт, хлоритизированный	Альпийская складчатая область, Малый Кавказ, Армения, вулкан Ишхансар, верхний плиоцен — четвертичные лавы	2,72
75	219	То же	То же	1,92
76	20	Толентовый андезито-базальт	Карпаты, подвижный пояс, палеоген	1,15
77	21	То же	То же	1,19
78	48	"	"	1,35

№ п/п	Номер образца	Порода	Тектоническая изученность, возраст	CU ¹⁰⁻⁴ , %
-------	---------------	--------	------------------------------------	------------------------

Андезиты

79	70	Андезит	Курило-Камчатская островная дуга, Камчатка, вулкан Уксичан, четвертичные лавы	1,12
80	570	"	То же, Курильские острова, остров Кунашир, вулкан Менделеева	0,54
81	381	"	То же, остров Парамушир, вулкан Эбеко	1,64
82	548	"	То же	1,54
83	13	Трахиандезит	Сибирская платформа, северная окраина, Маймеча-Котуйская провинция, область активизации, пермь — триас	1,37
84	19	Трахибазальт	Кузнецкий Алатау, область активизации, девон	1,04

Дациты, трахиты, фонолиты

85	18	Трахифонолит	Атлантический океан, остров Тенериф, четвертичные лавы	0,60
86	28	Щелочной трахит	Сибирская платформа, северная окраина Маймеча-Котуйской провинции, область активизации, пермь — триас	1,06
87	1	Берешит	Кузнецкий Алатау, область активизации, девон	0,93
88	2	"	То же	1,17
89	7	Трахит	"	0,72
90	6	Трахит	Шотландия, остров Скай, область активизации, палеоген-неогеновый период	4,19
91	9	Бостонит	Чешский кристаллический массив, область активизации	1,15
92	25	Фонолит	То же	1,70
93	35	Дацит	Карпаты, подвижный пояс, палеоген	1,15

Основная масса стекловатая, причем, по-видимому, в известной мере раскристаллизованная. Судя по расположению темных и светлых участков, в стекле происходило образование сферолитов, и вся основная масса кажется распавшейся на отдельные округлые более светлые участки, окаймленные более темными.

Подавляющая часть урана, содержащегося в породе, приурочена к основной массе (более 95%). Некоторое количество урана, присутствующее во вкрапленниках, связано с включениями вулканического стекла. Включения в виде мелких пятен группируются параллельно ограничениям кристаллов. Различие в концентрации урана во вкрапленниках плагиоклаза и пироксенов не улавливается.

Распределение концентрации урана в основной массе только в первом приближении является однородным. Более детальное минералогическое исследование позволяет установить, что характер распределения урана связан со структурами раскристаллизации стекла. Центральные части предполагаемых сферолитов характеризуются чрезвычайно низким содержанием, в то время как более темные участки основной массы обогащены ураном.

Толентовый андезит вулкана Головнина на острове Кунашир (обр. 96), обнажающийся в районе Древней соммы, представляет собой порфиновую породу со стекловатой структурой основной массы. Вкрапленники представлены лабрадором (№ 51, sdвойникован по альбит-эстерельскому закону). Основная масса гялиновая или гялопилитовая. Состав микролитов плагиоклаза андезиновый.

Нами изучались крупные вкрапленники плагиоклаза, достигающие 1—2 см (рис. 4). При исследовании в поляризованном свете никаких вторичных изменений в плагиоклазе не установлено. Для кристаллов характерно наличие грубых трещин, характер расположения которых свидетельствует о том, что порода подвергалась напряжениям скальвания.

В то время как концентрация урана в самом вкрапленнике плагиоклаза обычно минимум на два порядка меньше, чем в основной массе, заметную концентрацию урана удалось установить по системе трещин скальвания. Расположение зон, обогащенных ураном, в деталях повторяет морфологию трещин.

Таким образом, некоторое обогащение ураном вкрапленников андезитов, по-видимому, связано с поздними гидротермальными процессами. Последние могли быть одновременными или более поздними по сравнению с периодом тектонических воздействий, которым подверглись андезиты.

ПОРОДЫ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

Базальт вулкана Большая Удина (обр. 59, 61, 62, 117) содержит $1,12 \cdot 10^{-4}\%$ урана (см. табл. 6). Исследованный базальт представляет собой порфиновую породу с сущест-

венно стекловатой основной массой (см. рис. 7). Среди вкрапленников установлены: плагиоклаз, авгит, гиперстен и магнетит. Основная масса — гиалопилитовая с большим количеством коричневатого вулканического стекла, очень мелкими лейстами плагиоклаза и мельчайшими выделениями магнетита (менее 0,01 мм). Количественные соотношения следующие: вкрапленники (42%) — плагиоклаз 27%, авгит 12%, магнетит 2%, гиперстен 1%; основная масса (58%) — вулканическое стекло 53%, мельчайшие лейсты плагиоклаза (длина 0,1 мм, удлинение 1 : 10) 4%, магнетит 1%. Наиболее крупные вкрапленники плагиоклаза имеют состав № 72—69, более мелкие № 69—63. Авгит характеризуется $C : Ng = 42-43^\circ$, $2V = 52-55^\circ$, $Ng = 1,710-1,715$, $Np = 1,685-1,690$. Гиперстен отличается плеохроизмом, по оси Np — розоватый, по оси Ng — зеленоватый, $2V = 59-61^\circ$ [80]. Основная масса преимущественно стекловатая с $N = 1,548$. Характерно наличие миндалин, выполненных хлоритом. Структура породы порфировая, основной массы — гиалиновая, микролитовая.

Данные по распределению урана в базальтах вулкана Большая Удина, полученные с помощью f-радиограммы (рис. 5—8), свидетельствуют о простом контрастном типе распределения. Вкрапленники всех упоминавшихся минералов характеризуются низкой концентрацией урана, в то время как распределение урана в основной массе, содержащей более 95% урана породы, существенно равномерное. Необходимо отметить иногда встречающиеся линейное расположение треков, свидетельствующее, по-видимому, о «микрофракционировании» урана на фронте кристаллизации лейст плагиоклаза в основной массе.

Андезит вулкана Уксичан (обр. 71) представляет собой полнокристаллическую порфировую породу с измененными вкрапленниками плагиоклаза, амфибола, биотита и магнетита (рис. 9, 10). Основная масса сложена лейстами плагиоклаза и амфибола, зернами магнетита и интерстиционным калиевым полевым шпатом. Количественные соотношения минералов следующие: вкрапленники (35%) — плагиоклаз 18%, амфибол 10%, биотит 5,5% и магнетит 1,5%; основная масса (65%) — лейсты плагиоклаза 25%, лейсты амфибола и зерна магнетита 9%, интерстиционные участки, сложенные калиевым полевым шпатом, 31%.

Плагиоклаз вкрапленников представлен двумя генерациями. Наиболее крупные вкрапленники имеют состав основного лабрадора (№ 65—70), более мелкие — андезина (№ 38—46). Амфибол большей частью полностью изменен и замещен агрегатом эпидота и магнетита. Неизмененный амфибол плеохроирует от светло-коричневого по оси Ng до светло-зеленоватого по оси Np . Биотит опацизирован, плеохроирует от темно-оранжевого — коричневого до светло-коричневатого цвета.

Структура породы порфировая, основной массы — гипидио-морфоизернистая.

Наиболее интенсивно из вторичных процессов в породе проявлены эпидотизация, хлоритизация и соссюритизация. Характерна резко выраженная резорбция крупных кристаллов плагиоклаза.

Распределение урана в андезитах, как это видно на микрофотографии лавсанового детектора (см. рис. 6), характерно для порфировых пород. Вкрапленникам соответствует низкая концентрация урана, и почти весь уран породы сосредоточен в основной массе, где распределен более или менее равномерно. В отличие от остальных вкрапленников вкрапленники амфибола, полностью замещенные агрегатом эпидота и магнетита, содержат почти столько же урана, сколько и основная масса породы. Для распределения урана в основной массе породы характерно наличие локальных изометричных участков с резко повышенными содержаниями урана. Появление этих участков связано со вторичными процессами, вероятнее всего с эпидотизацией мелких кристаллов цветных минералов.

Толентовые андезито-базальты Закарпатской вулканической гряды (обр. 20) содержат $1,15 \cdot 10^{-4}\%$ урана (см. табл. 6). Они представляют собой порфировые породы, содержащие во вкрапленниках плагиоклаз, моноклинный пироксен и магнетит, которые обладают существенно стекловатой основной массой (рис. 11). Количественные соотношения минералов следующие: вкрапленники (42%) — плагиоклаз 27%, пироксен 13%, магнетит 2%, основная масса 58%.

Плагиоклаз представлен полисинтетически сдвойникованными кристаллами лабрадора (№ 52), зональными, характеризующимися очень большим количеством включений вулканического стекла. Эти включения либо представляют собой мелкие пятнышки, группирующиеся в зоны, параллельные контурам кристалла, либо образуют целые почти сплошные зоны включений, приуроченные к периферическим частям кристаллов. Моноклинный пироксен представлен слабо плеохроирующим авгитом, который часто образует гломеропорфировые сростки.

Стекловатая основная масса содержит войлокоподобную массу иголочек плагиоклаза длиной менее 10 мк. При двух николях основная масса выглядит почти изотропной.

Порода совершенно лишена каких-либо следов вторичных процессов. Структура породы гломеропорфировая, основной массы — гиалиновая, микролитовая.

Как видно на микрофотографии лавсанового детектора (см. рис. 11), распределение урана в андезито-базальтах чрезвычайно характерно и представляет классический контрастный тип распределения с резко обедненными ураном вкрапленниками и

равномерным распределением концентрации урана в основной массе.

Толеитовый долерит вулкана Ара-Илер (обр. 881) представляет значительный интерес вследствие особенностей распределения концентрации урана (рис. 12). Большая часть породы (65%) сложена удлиненными зональными кристаллами андезина № 45—50. Кайма имеет состав № 32. Форстерит ($2V=86^\circ$), составляющий 12% породы, почти целиком замещен идингситом. Моноклиальный пироксен ($2V=55^\circ$), количество которого равно 18%, вместе с кристаллами магнетита ($\sim 5\%$) выполняет интерстиции. Из вторичных минералов присутствует хлорит, приуроченный в основном к интерстиционным участкам. Структура породы долеритовая.

На микрофотографии лавсанового детектора (см. рис. 12) видно, что почти весь уран, содержащийся в породе, приурочен к интерстиционным участкам, которые составляют около 30% объема породы. В то же время плагиоклаз, составляющий каркас породы, характеризуется чрезвычайно низкой концентрацией урана.

Распределение урана в интерстициях относительно равномерное. По существу хлоритизированные интерстиционные участки являются аналогом основной массы эффузивных пород порфировой структуры, что дает возможность наблюдать распределение урана на сравнительно поздних стадиях кристаллизационной дифференциации.

ПОРОДЫ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Эффузивоподобный габбро-долерит дифференцированного массива р. Учами (обр. 102) на 50% состоит из стекловатой основной массы (рис. 13). Порфиновые выделения представлены лабрадором (27%), оливином (15%), авгитом (5%) и титаномагнетитом (3%).

Плагиоклаз представлен слабозональным, полисинтетически sdвойникованным лабрадором № 52. Довольно часто внутри кристаллов содержатся включения стекла. Оливин образует идиоморфные кристаллы с обильными включениями кристаллов магнетита. Иногда замещается ярко-зеленым хлоритом. Авгит в проходящем свете обладает отчетливо коринчеватой окраской. Титаномагнетит образует удлиненные пластинчатые выделения. Стекло основной массы густо-коричневое, большей частью непрозрачное. Характерно наличие миндалин, центральные части которых выполнены сферолитами хлорита, а периферические — слоистым изотропным агрегатом хлорита.

Распределение урана в долерите, как видно на микрофотографии детектора (см. рис. 13), совершенно аналогично распределению урана в эффузивных породах. Все перечисленные выше минералы характеризуются очень низкими концентрациями ура-

на. Участки повышенных концентраций урана в кристаллах плагиоклаза связаны с наличием включений стекла.

Троктолитовый габбро-долерит р. Учами (обр. 109) входит в состав многократной интрузии, принадлежащей к группе толеитовых траппов. В нормативном составе присутствуют гиперстен (12,37%) и кварц (1,29%).

Долерит сложен крупными кристаллами оливина (25%), розоватыми в проходящем свете кристаллами ферроавгита (13%), плагиоклаза (43%) и пластинками титаномагнетита (7%). В интерстициях (12%) развивается вторичный кварц и зеленовато-коричневый хлорит; последний замещает также пироксен. Среди вторичных минералов отмечен лейкоксен, развивающийся по сфену и титаномагнетиту. Оливин замещен хлоритом и серпентином. Структура породы гипидиоморфнозернистая.

Почти весь уран приурочен к интерстиционным участкам, что отражает первичные особенности его распределения (рис. 14). В то же время в пределах интерстиций уран распределен неравномерно и концентрируется в чрезвычайно мелких участках повышенных концентраций. Вероятно, последние соответствуют участкам, занятым мелкими зернами лейкоксена.

Неравномернозернистый габбро-долерит с гранофировыми сростаниями, приуроченными к интерстициям (обр. 100), входит в состав палагонитовой ферроавгитовой интрузии р. Учами. Он содержит большое количество (14,21%) нормативного кварца (см. табл. 5). Количественно-минеральный состав породы следующий: плагиоклаз 58%, ферроавгит 25%, титаномагнетит 8%, гранофировые сростания интерстиций 9%. Плагиоклаз — единственный идиоморфный минерал в породе, представлен лабрадором № 62. Ферроавгит, слегка фиолетовый в проходящем свете, резко ксеноморфен и в небольшой степени замещен хлоритом. Иногда центральные части кристаллов ферроавгита бесцветны.

Как видно на микрофотографии детектора и шлифа габбро-долерита (рис. 15), он характеризуется интерстиционным типом распределения урана. Почти весь уран сосредоточен к интерстициям, в то время как плагиоклаз и пироксен характеризуются очень низкими концентрациями урана. Распределение урана в основной массе примерно равномерное. Обнаруживается приуроченность урана к границам кристаллов плагиоклаза, а также некоторое увеличение его концентраций в пределах очень мелких участков.

Эпилейцит-ортоклазовый базальт вулкана Томмот Центрального Алдана (обр. 90) [78] с полнокристаллической основной массой (рис. 16) несколько отличается от описанного ниже эпилейцит-ортоклазового базальта (обр. 304/1) по характеру распределения урана. Вкрапленники представлены диопсидом (17,8%), магнетитом (0,5%), альбит-канкринитовыми псевдоморфозами по лейциту (11,3%) и гидробиотитовыми

псевдоморфозами (1,0%). Основная масса (69,3%) сложена лейстами ортоклаза, скелетными кристаллами рудного минерала, зернами авгита и магнетита. Вторичные минералы — хлорит, карбонат, зеленый биотит, эпидот, альбит и канкринит. Диопсид аналогичен описанному выше.

Структура породы гломеропорфировая и порфировая, основной массы — частично гранобластовая (в результате раскристаллизации стекла) и микропойкилитовая, местами трахитовая.

Более 95% урана породы относится к основной массе. Заметная концентрация урана приурочена лишь к вкрапленникам рудного минерала, сопровождающимся каймой вторичного зеленого биотита. Существенно, что концентрация урана во вкрапленниках рудного минерала, не измененного вторичными процессами, чрезвычайно мала. Низкое содержание урана характерно и для апатита, включенного во вторичный зеленый биотит.

Распределение концентрации урана в основной массе равномерное. Оно нарушается лишь при наличии мелких выделений рудного минерала, включенных во вторичный биотит. Таким образом, при вторичных процессах, связанных с контактным воздействием интрузивных тел сиенитов [62], происходит некоторое перераспределение урана. Количество урана, относящегося к кристаллам магнетита, включенным в гидробиотит, соизмеримо с количеством урана, равномерно распределенным в основной массе.

Эпилейцит-ортоклазовый базальт вулкана Томмот (обр. 304/1) [78] со стекловатой основной массой содержит в нормативном составе 6,56% нефелина (рис. 17). Вкрапленники представлены диопсидом и илобитовыми псевдоморфозами по лейциту. Модальный количественно-минеральный состав: вкрапленники диопсида 31,4%, вкрапленники, выполненные альбитовыми псевдоморфозами по лейциту, 11,2%, основная масса — 57,4%. Диопсид имеет состав $\text{Eg}_6\text{Tsch}_{12}\text{Gd}_{16}\text{Di}_{66}$. Он образует зональные кристаллы, иногда содержащие включения частично раскристаллизованного вулканического стекла. Размер выделений 0,3—1,5 мм, $C:Ng=44-48^\circ$, $2V=58-60^\circ$. Некоторые кристаллы замещены хлоритом и образуют сферолиты, иногда замещены также магнетитом и пиритом. Изредка в хлорите наблюдается апатит с включениями. Альбит в некоторых разновидностях базальтов, выполняющий также миндаины и трещины, иногда не обнаруживает двойникового строения (в разрезе, перпендикулярном первой оси, $C:Np_1=-14^\circ$). Структура породы гломеропорфировая, основной массы — гилиновая.

Валовое содержание урана в породе, определенное Г. С. Семеновым методом гамма-спектрометрии, составляет $(09 \div \div 1,2) \cdot 10^{-4}\%$. Из него более 95% приходится на основную массу. Появление небольшого количества урана внутри кристаллов

диопсида в ограниченных по размерам участках связано с наличием включений стекла. Иногда эти включения расположены в виде мелких округлых участков параллельно контурам кристалла, что создает определенную зону относительного обогащения ураном. Приуроченность незначительных концентраций урана к внутренним частям кристаллов диопсида не связана с положением трещин отдельности. При замещении диопсида хлоритом и магнетитом уровень концентрации урана не изменяется. Проведенные исследования позволяют заключить, что при хлоритизации вкрапленников уран не перераспределяется.

Апатиту, включенному в хлорит, соответствует примерно такая же концентрация урана, как и в основной массе. Распределение урана в основной массе равномерно. Наблюдаемым на детекторах мелким участкам с пониженной концентрацией урана соответствуют на шлифах мелкие кристаллы диопсида или ортоклаза, причем в некоторых случаях они находятся несколько ниже плоскости шлифа и с трудом угадываются по характеру погасания соответствующего участка. Таким образом, по неравномерностям в распределении концентрации урана в основной массе эффузивов могут быть диагностированы даже чрезвычайно мелкие вкрапленники, если условия минералогической диагностики их в прозрачных шлифах неблагоприятны (замещение вторичными минералами, нечеткое отделение от основной массы и пр.).

ПОРОДЫ ОБЛАСТЕЙ АКТИВИЗАЦИИ

Муджиерит острова Скай (обр. 12) представляет собой продукт дифференциации щелочно-базальтовой магмы и содержит в нормативном составе нефелин (см. табл. 5). Муджиерит — порфировая порода с вкрапленниками моноклинного пироксена и магнетита (22%) и полнокристаллической основной массой (рис. 18). Моноклинный пироксен представлен диопсидом, часто замещен хлоритом или актинолитом. Магнетит в небольшой степени по периферии вкрапленников гематитизирован. Характерно обилие треугольных контуров кристаллов магнетита. Основная масса породы сложена лейстами плагиоклаза и моноклинного пироксена и зернами магнетита, приуроченными к интерстициям [112, 113]. Устанавливается заметное количество гематита, находящегося главным образом в основной массе. В породе установлены трещины и миндалины, заполненные хлоритом и актинолитом.

Большая часть общего количества урана приурочена к основной массе. Однако помимо обычно очень низкой концентрации урана, отмечаемой для вкрапленников моноклинного пироксена, наблюдается также повышенная (выше чем в основной массе) концентрация урана, связанная с вкрапленниками магнетита. Анализ характера соотношения участков повышенной

концентрации урана и контуров кристаллов вкрапленников магнетита свидетельствует о том, что их совпадение наблюдается довольно часто, но не во всех случаях. Иногда устанавливается более высокая концентрация урана в периферических зонах кристаллов вкрапленников. Это позволяет предполагать, что проникновение повышенной концентрации урана связано с постмагматической стадией формирования породы.

Распределение концентрации урана в основной массе примерно является однородным. Однако довольно часто устанавливаются зоны несколько повышенных концентраций урана, вытянутых вдоль лейст пироксена. Это дает возможность предполагать, что фракционирование урана продолжалось и на стадии кристаллизации основной массы муджнерита.

Нефелинит Маймеча-Котуйской провинции (обр. 24) [84] содержит $0,55 \cdot 10^{-4}$ % урана (см. табл. 6; рис. 19). Он является порфировой породой и содержит во вкрапленниках кристаллы пироксена и нефелина (?).

Основная масса сложена лейстами моноклинного пироксена, кристаллами нефелина и титаномагнетита и интерстиционными наполовину раскристаллизованными стекловатыми участками. Количественно-минеральный состав следующий: вкрапленники пироксен 5,8%, нефелина (?) 1,2%, рудного минерала (титаномагнетита) 3,5%, основная масса (89,5%) — моноклинный пироксен 34,5%, нефелин 7%, титаномагнетит 8%, интерстиционные участки 40%. Моноклинный пироксен вкрапленников является авгитом ($C:Ng=40-43^\circ$, $2V=50-54^\circ$, $Ng=1,715-1,720$, $Np=1,693$), образует удлиненные сдвойникованные зональные кристаллы, Нефелин (?) замещен волнисто-угасающим натролитом.

Моноклинный пироксен основной массы слагает удлиненные лейсты (удлинение до 1:15). Нефелин основной массы замещен изотропным анальцимом. Интерстиционные участки сложены наполовину раскристаллизованным стеклом, дающим местами серые тона интерференции. Местами улавливаются лейсты калиевого полевого шпата (?).

Характерной особенностью нефелинита является наличие большого количества мельчайших (0,02 мм) кристаллов перовскита буровато-коричневого цвета, полупрозрачных. Кристаллики перовскита обычно приурочены к интерстиционным участкам или к анальциму, замещающему нефелин.

На микрофотографии лавсанового детектора (см. рис. 19) видно, что вкрапленники характеризуются чрезвычайно низким содержанием урана и что последний более или менее равномерно распределен в основной массе. Однако большая часть урана основной массы сосредоточена в участках, соответствующих мелким кристалликам перовскита.

Несмотря на детальную изученность минералогии карбонатноносного комплекса Маймеча-Котуйской провинции, сведения

о концентрации урана в перовскитах нефелинитов и других пород в литературе отсутствуют. Обычно приводятся лишь данные о содержании тория. Так, в перовскитах силикатных пород карбонатитовых комплексов Карело-Кольской провинции содержание двуокиси тория составляет 0,01%. Соотношение концентраций урана и тория известно для лопарита ловозерских нефелиновых сиенитов (для лопарита — луаврита равно 24 [86]) и для дизаналита карбонатитов Восточной Сибири ($\text{ThO}_2/\text{U}_3\text{O}_8 = 0,1-1,1$ [87]).

Содержание урана в перовскитах нефелинитов Маймеча-Котуйской провинции, судя по β -радиограммам, составляет ориентировочно 0,001%.

Лимбургит Чешского кристаллического массива (обр. 4) представляет собой основную порфиновую породу с гилопилитовой основной массой (рис. 20) и характеризуется валовой концентрацией урана $2,3 \cdot 10^{-4}\%$ (см. табл. 6).

Вкрапленники (15%) представлены резко преобладающим оливином и моноклинным пироксеном. Бочонковидные кристаллы оливина иногда образуют сростки и почти лишены следов вторичных воздействий. Структура породы порфировая, местами гломеропорфировая, основной массы — гилопилитовая. Текстура местами трахитоидная. Кристаллы моноклинного пироксена также не изменены. Они существенно удлиненного габитуса и sdвойникованы по второму пинакоиду.

Основная масса сложена коричневатыми лейстами моноклинного пироксена, представляющими собой полисинтетические двойники (удлинение 1:5÷1:8), идиоморфными кристаллами магнетита и слабо раскристаллизованным стеклом. Количественные их соотношения следующие: лейсты моноклинного пироксена 40%, кристаллы магнетита 18%, вулканическое стекло 27%. Наблюдается незначительная коррозия кристаллов оливина основной массой.

На микрофотографии лавсанового детектора (см. рис. 20) видно, что бочонковидные кристаллы оливина характеризуются чрезвычайно низкой концентрацией урана (ниже чувствительности режима облучения; треки отсутствуют). Распределение концентрации урана в основной массе примерно равномерное. При детальном исследовании выявляется группировка незначительно повышенного содержания урана в линейных зонах, что, как предполагается, вызвано фракционированием урана при кристаллизации основной массы и обогащением им участков вулканического стекла, примыкающих к лейстам кристаллов моноклинного пироксена.

ПОРОДЫ, ГЕНЕТИЧЕСКИ СВЯЗАННЫЕ С БАЗАЛЬТАМИ

Трахифонолит острова Тенериф (обр. 18) содержит $0,60 \cdot 10^{-4}\%$ урана (см. табл. 6). Он представляет собой порфиновую породу, более чем на 75% сложенную калиевым

полевым шпатом (рис. 21). Вкрапленники, составляющие 14%, представлены калиевым полевым шпатом (7%), андезином № 46 (3%), эгирин-авгитом (2%), магнетитом (1%) и сфеном (1%). Калиевый полевой шпат вкрапленников представляет собой простые двойниковые сростки. Андезин образует сложные полисинтетические сростания. Магнетит частично гематитизирован и лимонитизирован. Однако встречаются и почти не измененные вторичными процессами кристаллы магнетита. Для эгирин-авгита характерна бледно-зеленая окраска. Сфен представлен характерными ромбовидными кристаллами, являющимися двойниковыми сростками.

Основная масса сложена преимущественно удлиненными лейстами калиевого полевого шпата, представляющими собой двойниковые сростки (удлинение до 1:20), удлиненными кристаллами эгирин-авгита, зернами магнетита. В качестве акцессорных минералов присутствуют сфен и апатит. Вторичные минералы — биотит, карбонат и окислы железа. Количественное соотношение минералов в основной массе следующее: калиевый полевой шпат 70%, эгирин-авгит 11%, магнетит 5%.

Структура породы порфировая, основной массы — трахитовая.

На микрофотографии шлифа трахифонолита и соответствующего ему лавсанового детектора (см. рис. 21) видно, что повышенные концентрации урана прурочены к вкрапленникам магнетита и мелким выделениям в основной массе. Однако характер распределения повышенной концентрации урана свидетельствует о вторичном ее происхождении. Так, кайма повышенной концентрации урана очерчивает вкрапленник магнетита. Зоны повышенной концентрации наблюдаются и внутри кристалла, где они, по-видимому, протягиваются вдоль трещин отдельности. Характерно, что вкрапленник магнетита, изображенный на микрофотографии, не лимонитизирован и не гематитизирован. В то же время он обрастает чешуйками вторичного биотита, имеющего рыжеватую окраску. Если исключить концентрацию урана, связанную с кристаллами магнетита, то распределение урана в основной массе можно рассматривать как равномерное. Характерны резко пониженные концентрации урана во всех минералах вкрапленников. Существенно, что в кристаллах сфена и апатита, в том числе и приуроченных к основной массе, концентрация урана также чрезвычайно низкая.

Щелочной трахит Маймеча-Котуйской провинции (обр. 28) содержит $1,06 \cdot 10^{-4}\%$ урана (см. табл. 6). Он представляет собой порфировую существенно калиево-полевошпатовую породу. Во вкрапленниках содержатся калиевый полевой шпат, амфибол, биотит, магнетит и апатит. Основная масса сложена на 90% лейстами калиевого полевого шпата, а также лейстами амфибола, чешуйками биотита и мелкими кристаллами магнетита. Количественные соотношения минералов

следующие: вкрапленники — калиевый полевой шпат 8,5%, магнетит 1,8%, биотит 0,7%, амфибол 0,3%, апатит 0,3%, основная масса 88,4%.

Калиевый полевой шпат вкрапленников сильно пелитизирован. Местами скопления глинистых минералов настолько плотны, что становятся непрозрачными (рис. 22). Удастся уловить реликтовое двойниковое строение кристаллов калиевого полевого шпата. Характерны включения кристаллов амфибола, биотита, магнетита и апатита. Амфибол вкрапленников характеризуется $2V=12-16^\circ$ и $-67-72^\circ$; плеохроизм от зеленовато-коричневого (по оси Ng) до светлого зеленовато-желтого (по оси Np). Биотит плеохроирует от резкого темно-коричневого по оси Ng до желтого по оси Np , $Ng=1,634$, $Np=1,608$ [84].

В основной массе резко доминируют ориентированные параллельно друг другу сдвойникованные лейсты (удлинение 1:10) калиевого полевого шпата. Очень мелкие кристаллы магнетита (менее 0,01 мм) в основной массе практически лишены следов вторичных изменений.

Структура породы порфировая, основной массы — трахитовая.

Как видно на микрофотографии лавсанового детектора (см. рис. 22), вкрапленники калиевого полевого шпата имеют чрезвычайно низкую концентрацию урана. Также очень низкое содержание урана характерно и для всех остальных минералов вкрапленников, включая и апатит, и магнетит. В основной массе уран распределен относительно равномерно, хотя расположение некоторых треков свидетельствует о том, что существует очень дробная неравномерность в распределении концентрации урана, обусловленная скорее всего его микрофракционированием при кристаллизации лейст калиевого полевого шпата.

Бостонит Чешского кристаллического массива (обр. 9) содержит $1,15 \cdot 10^{-4}\%$ урана (см. табл. 6). Он представляет порфировую породу, содержащую во вкрапленниках плагиоклаз, зональный амфибол, биотит, магнетит, диопсид и апатит (рис. 23). Основная масса сложена лейстами калиевого полевого шпата, чешуйками оранжевого биотита и зернами магнетита. Вторичные минералы — карбонат, хлорит и, по-видимому, часть биотита основной массы. Количественные соотношения следующие: вкрапленники — плагиоклаз 20,5%, пироксен 6,5%, биотит и амфибол 4,5%, магнетит 3,2%, апатит 0,3%, основная масса 65,0%.

Плагиоклаз является полисинтетически сдвойникованным по второму и третьему пинакoidу лабрадором № 54. Моноклинный пироксен характеризуется $C:Ng=50-51^\circ$, $2V=56-58^\circ$, включает кристаллы апатита и магнетита. Основная масса сложена преимущественно беспорядочно ориентированными лейстами калиевого полевого шпата (удлинение до 1:20).

Как видно на микрофотографии лавсанового детектора (см. рис. 22), вкрапленникам лабрадора, а также пироксена, апатита, магнетита и амфибола соответствуют чрезвычайно низкие концентрации урана. Концентрация урана в основной массе намного выше. В общем равномерное распределение урана в основной массе нарушается лишь наличием чрезвычайно мелких участков с резко повышенной концентрацией. В ряде участков удается установить, что они связаны с наличием чешуек биотита в основной массе, обрастающих кристаллы рудного минерала. Однако в отличие от аналогичных соотношений в эпидейцитовых базальтах Центрального Алдана участки повышенной концентрации урана не имеют характера кайм вокруг кристаллов магнетита и появляются далеко не во всех случаях обрастания биотитом кристаллов рудного минерала. В бостонитах Чешского массива наличие локальных участков с повышенной концентрацией урана основной массы, по-видимому, связано с включениями в биотите циркона.

Щелочно-трахитовый игнимбрит вулкана Томмот (обр. 111/2) по данным гамма-спектрометрии содержит $2,4 \cdot 10^{-4}\%$ урана. Щелочно-трахитовые игнимбриты представляют агрегат раздавленных обломков стекловатых трахитов, изредка также трахитоидных щелочных трахитов и обломков кристаллов калиевого полевого шпата и пироксена.

Стекловатые трахиты, преобладающие в составе игнимбритов, обычно содержат небольшое количество вкрапленников калиевого полевого шпата, пироксена и биотита. В трахитоидных щелочных трахитах основная масса сложена микролитами калиевого полевого шпата.

Как видно на микрофотографии детектора (рис. 24), в стекловатых трахитах уран распределен равномерно. По существу, распределение урана в стекловатых трахитах дает картину его распределения на стадии, предшествовавшей началу кристаллизации, и позволяет отводить кристаллизационной дифференциации ведущую роль в пространственном распределении урана в магматическую стадию.

Концентрация урана в обломках кристаллов калиевого полевого шпата и пироксена, так же как и в их вкрапленниках, чрезвычайно низкая. Весьма низкая концентрация урана характерна и для вторичных минералов карбоната и эпидота, выполняющих миндалины. Однако вокруг скоплений карбоната и эпидота наблюдается кайма повышенной концентрации урана, возникшая в результате его перераспределения.

Порфиroidный сиенито-диорит Инаглинского массива Центрального Алдана (обр. 1038) представляет значительный интерес, так как позволяет проследить характер распределения урана при относительно медленной кристаллизации трахитовой магмы.

В сиенито-диорите порфиридные выделения представлены плагиоклазом, амфиболом, кварцем, сфеном и апатитом. В основной массе количество плагиоклаза резко уменьшается, появляется калиевый полевой шпат, амфибол, сфен, апатит и циркон (рис. 25). Количественные соотношения следующие: порфиридные выделения (63%) — плагиоклаз 45%, амфибол 10%, кварц 3%, сфен 1,5%, апатит 2%, магнетит 1,5%, основная масса 37% (кварц, плагиоклаз и ортоклаз).

Плагиоклаз порфиридных выделений является сдвойникованными зональными кристаллами кислого андезина (№ 32—35) с олигоклазовой каймой (№ 20). Калиевый полевой шпат основной массы — моноклинный, $2V = -67^\circ$, $Np = 1,524$, $Ng = 1,530$. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, плеохроирующей от зеленого по Ng до буровато-зеленого по Np , $C : Ng = 26^\circ$, $2V = -64^\circ$. Сфен вкрапленников — желтые и бурые полупрозрачные кристаллы, обычная форма которых контеробразная.

Как следует из анализа f-радиограмм, концентрация урана в кристаллах всех породообразующих минералов чрезвычайно низкая. Концентрация урана в кристаллах сфена и апатита, образующих порфиридные выделения, намного выше. Повышение концентрации урана в локальных участках основной массы связано с наличием в ней мелких кристаллов циркона. В крупных порфиридных кристаллах сфена наблюдается тенденция к повышению концентрации урана в кайме кристаллов. Различие концентрации урана в сфене и апатите и в остальных минералах по приблизительным подсчетам превышает три порядка. Соответственно на долю сфена и апатита приходится подавляющая часть вклада в общее содержание урана в породе.

ПОРОДЫ, ИЗМЕНЕННЫЕ ВТОРИЧНЫМИ ПРОЦЕССАМИ

Биотитизированный эпилейцитовый фонолит вулкана Якокут Центрального Алдана (обр. 93) [78] представляет существенно измененную породу в результате процессов калишпатизации, биотитизации, карбонатизации, хлоритизации и цеолитизации (рис. 26).

Эпилейцитовый фонолит, подвергшийся изменению, обладал порфировой структурой и микролитовой структурой основной массы. Среди вкрапленников преобладал лейцит (40%), в меньших количествах присутствовал диопсид (12%). Измененная порода сложена кальцитом (40%), зеленым биотитом и хлоритом (25%), калиевым полевым шпатом (30%), цеолитами, рудным минералом и вторичным сфеном. Среди акцессорных минералов в аналогичных породах вулкана Якокут установлены обычно преобладающие апатит, магнетит и меланит, а также флюорит, циркон (единичные знаки), пирит, церуссит, галенит,

вильфенит, англезит, халькопирит, малахит, шпинель и монтчеллит [27]. Структура породы граноленидобластовая и реликтовая гломеропорфировая. Контуры бывших вкрапленников лейцита выполнены изометричными зернами калиевого полевого шпата и зернами карбоната. Пироксен обычно замещен хлоритом и магнетитом. Зеленый биотит приурочен преимущественно к основной массе породы, где существенную роль играет также карбонат. Биотит и карбонат местами образуют крупнокристаллические скопления, отороченные мелкокристаллическим агрегатом того же состава и напоминающие миндалины.

Распределение урана носит в известной мере унаследованный характер. Контурам вкрапленников фонолита соответствуют чрезвычайно низкие концентрации урана. Незначительное количество урана, связанное с участками расположения вкрапленников, появляется здесь вследствие включения небольших количеств вещества основной массы между сросшимися кристаллами лейцита или в виде включений внутри кристаллов вкрапленников.

Распределение урана в участках, соответствующих бывшей основной массе фонолита, существенно изменилось по сравнению с первичным однородным распределением. Распределение концентрации урана носит в общем неравномерно пятнистый характер в связи с колебаниями соотношения цветных и бесцветных минералов, причем уран связан с участками, обогащенными вторичным биотитом и хлоритом. В то же время участки, соответствующие миндалеподобным обособлениям крупных кристаллов кальцита и зеленого биотита, характеризуются чрезвычайно низким содержанием урана. В отдельных обычно очень мелких округлых участках шлифа содержание урана столь велико, что в результате травления на лавсановом детекторе из-за чрезвычайно высокой плотности треков образуются отверстия. Соответствующая им концентрация урана, составляющая, по-видимому, не менее нескольких десятых процента, связана с кристаллами вторичного сфена. Изредка сфен образует достаточно крупные (до 0,2 мм) удлинённые кристаллы, заметно плеохроирующие в розовых тонах. Наибольшая концентрация урана приурочена к их центральным частям.

Если концентрация урана в неизменённых или слабо изменённых эпидейцит-ортоклазовых базальтах составляет $(0,9 \div 1,2) \cdot 10^{-4}\%$, а в фонолитах $(1,7 \div 1,9) \cdot 10^{-4}\%$, то в изменённых эпидейцит-ортоклазовых базальтах по данным метода гамма-спектрометрии естественного излучения концентрация урана возрастает до $(1,3 \div 4,0) \cdot 10^{-4}\%$. Таким образом, при изменении эпидейцит-ортоклазовых базальтов и эпидейцитовых фонолитов в случае контактного воздействия интрузивных тел сиенитов (по-видимому, щелочноземельных сиенитов) происходит привнос урана и двух-трехкратное увеличение его концентрации в породах.

Субщелочной габбро-долерит многократных интрузий р. Учами (обр. 107) в значительной мере изменен процессами хлоритизации (рис. 27). Он сложен преобладающим лабрадором, оливином, авгитом и титаномагнетитом. Количественно-минеральный состав породы следующий: плагиоклаз 63%, оливин 12%, авгит 7%, титаномагнетит 4%, интерстиционные участки, сложенные кварцем и микропегматитовыми сростаниями, 14%. Плагиоклаз представлен лабрадором (№ 62—56), образующим полисинтетические сростки слабозональных кристаллов. Оливин в значительной мере хлоритизирован. Авгит — ксеноморфные кристаллы, обладающие коричневатой окраской в проходящем свете. Интерстиционные участки, соответствующие наиболее поздним продуктам кристаллизации, сложены кварцем и гранофировыми сростками. К ним приурочены в основном обильные скопления хлорита темно-зеленого и ржаво-зеленого цвета в проходящем свете. Структура породы долеритовая.

Судя по f-радиограмме, породообразующие минералы содержат весьма низкие концентрации урана. Почти весь уран сосредоточен в интерстициях, где он распределен достаточно неравномерно. Участки относительно равномерного распределения концентраций урана в интерстициях чередуются с участками, где наблюдается локальное обогащение ураном мельчайших изометричных частичек хлоритизированных интерстиций. Очевидно, что неравномерность в распределении урана в интерстициях вызвана вторичными интенсивными процессами хлоритизации, являющейся, по-видимому, аутометасоматическим процессом.

Плагиоклаз-эпидотовый мелкозернистый (0,1—0,2 мм) габбро-долерит встречен в виде шпир в палагонитовом габбро-долерите р. Учами (обр. 111). Количественно-минеральный состав следующий: эпидот 43%, плагиоклаз 36%, магнетит 12%, интерстиционные участки 9%. Магнетит образует порфирированные выделения удлиненной формы (удлинение 1 : 10), группирующиеся в отдельные полосы. Интерстиционные участки сложены калиевым полевым шпатом. Очень редко встречаются порфирированные выделения оранжево-коричневого биотита, пойкилитически включающего кристаллы эпидота и плагиоклаза.

Большая часть урана связана с кристаллами рудного минерала (рис. 28). Примерно 1/3 количества урана в породе приурочена к интерстиционным участкам, выполненным мелкозернистой основной массой, где он, по-видимому, часто связан с мельчайшими кристалликами рудного минерала, сфена и циркона.

Железистый габбро-долерит многократной интрузии р. Учами (обр. 115) слагает одну из интрузивных фаз. Он характеризуется довольно высокими концентра-

ниями урана ($0,93 \cdot 10^{-4}\%$). Порода эпидотизирована, хлоритизирована и карбонатизирована, однако, как будет видно из дальнейшего описания, первичный характер пространственного распределения урана сохранился. Габбро-долерит состоит из плагиоклаза (42%), авгита (30%), рудного минерала (6%) и интерстиционных участков (22%), сложенных хлоритом, карбонатом, очень мелкими выделениями магнетита и иголочками амфибола, вероятно заместившими стекло. Плагиоклаз (№ 60—63) представлен сложно сдвойникованными кристаллами лабрадора с более кислой каймой. Авгит в проходящем свете зеленовато-коричневый, частично эпидотизирован. Хлорит интерстиционных участков обладает аномальной желтовато-зеленой интерференционной окраской. Карбонат слагает сферолитовые агрегаты, приуроченные к центральным частям интерстиций. Структура породы гипидиоморфнозернистая.

Как видно на микрофотографии детектора и шлифа габбро-долерита (рис. 29), распределение урана в породе обусловлено первичными процессами магматической кристаллизации: более 95% его приурочено к интерстиционным участкам. Распределение урана в пределах интерстиционных участков в общем равномерное, но в то же время зависящее от расположения кристаллов магнетита. Интересно, что центральная часть крупного интерстиционного участка, выполненная карбонатом, характеризуется весьма низкими концентрациями урана. Точно так же все силикатные и окисные минералы габбро-долерита содержат по меньшей мере на два порядка меньше урана, чем хлорит и рудный минерал интерстиций.

Габбро-долерит р. Учами (обр. 116) слагает одну из интрузивных фаз многократной интрузии, характеризующуюся слабо выраженным субщелочным характером, что сказывается в довольно высоком содержании щелочей. В то же время по нормативному составу он отвечает толеитовым базальтам и содержит 15% нормативного кварца (см. табл. 5). Порода имеет отчетливый порфиристый характер, так как основная масса сложена кварцем, хлоритом и альбитом.

Габбро-долерит состоит из вкрапленников — плагиоклаз (46%), авгит (12%), титаномагнетит (7%) и основной массы (35%). Плагиоклаз вкрапленников представлен зональными кристаллами двух генераций размером 0,5—1,0 см и 1—2 мм (удлиненные кристаллы андезина № 40). Авгит имеет отчетливо выраженную зеленую окраску в проходящем свете. И плагиоклаз, и авгит включают небольшое количество игольчатых кристаллов апатита. Такие же игольчатые кристаллы апатита приурочены и к основной массе породы.

Как видно на микрофотографии лавсанового детектора и шлифа габбро-долерита (рис. 30), уран приурочен главным образом к основной массе породы и к измененным участкам титаномагнетита.

Габбро-долерит р. Учамы (обр. 118), слагающий интрузивную фазу многократной интрузии, характеризуется несколько повышенной щелочностью за счет высоких концентраций калия. Он состоит из авгита (47%), оливина (8%), плагиоклаза (26%), магнетита (8%) и интерстиционных участков (11%), выполненных хлоритом и образовавшихся за счет стекла.

Авгит представлен крупными сдвойникованными кристаллами зеленовато-коричневыми в проходящем свете. Лабрадор (№ 68) образует слабозональные полисинтетически сдвойникованные удлиненные кристаллы. Более мелкие лейстовидные сдвойникованные кристаллы плагиоклаза представлены более кислым лабрадором (№ 57). Рудный минерал не изменен и характеризуется наличием структуры распада. Хлорит интерстиций зеленовато-коричневого цвета, обычно переполнен игольчатыми кристаллами апатита.

Как видно на микрофотографии лавсанового детектора и шлифа габбро-долерита (рис. 31), практически весь уран приурочен к хлориту, выполняющему интерстиционные участки, и к рудному минералу.

Голейтовый базальт Кузнецкого Алатау (обр. 34) характеризуется высокими концентрациями урана ($1,16 \cdot 10^{-4}\%$; см. табл. 6) и хлоритизацией и биотитизацией. В нормативном составе породы содержится гиперстен (10,76%) и ничтожное количество кварца, что, по-видимому, обусловлено вторичными процессами. Вкрапленники представлены крупными кристаллами плагиоклаза (37%) и мелкими кристаллами авгита и биотита (5%). Основная масса (58%) сложена мелкими (0,1 мм в длину) лейстами плагиоклаза, зернышками магнетита, хлоритом и гидробиотитом, заместившими стекло и некоторые кристаллы плагиоклаза, пироксена и биотита.

Плагиоклаз представлен незональными полисинтетически сдвойникованными кристаллами лабрадора (№ 55). Некоторые кристаллы плагиоклаза полностью замещены хлоритом, другие содержат хлоритизированные центральные зоны и пятна среди неизмененных кристаллов.

Структура породы порфировая, первичная структура основной массы интерсертальная, новообразованная — лепидобластовая.

Уран практически целиком приурочен к основной массе (рис. 32), где его пространственное распределение определялось контурами кристаллов основной массы. Судя по распределению урана, некоторые сплошные хлоритовые участки не являются псевдоморфозами по какому-либо одному первичному кристаллу.

Трахит Кузнецкого Алатау (обр. 7) содержит $0,72 \cdot 10^{-4}\%$ урана (см. табл. 6). Он представляет собой сильно

измененную эффузивную породу с небольшим количеством вкрапленников и микролитовой основной массой.

Вкрапленники представлены плагиоклазом (7%), авгитом и амфиболом (3%), магнетитом и апатитом (2%). Основная масса (88%) сложена мельчайшими лейстами плагиоклаза (0,01—0,02 мм), округлыми зернами пироксена и магнетита и вулканическим стеклом, замещенным хлоритом. Вся порода интенсивно гематитизирована и карбонатизирована, но особенно интенсивному изменению подверглись вкрапленники амфибола, полностью карбонатизированные и замещенные рудным минералом.

Как видно на микрофотографии лавсанового детектора и шлифа трахита (рис. 33), уран приурочен к основной массе, где он распределен довольно равномерно, и к рудному минералу, замещившему по периферии амфибол.

Берешит Кузнецкого Алатау (обр. 2) содержит $1,17 \cdot 10^{-4}\%$ урана (см. табл. 6). Он характеризуется наличием нормативного нефелина (10%) и нормативного альбита (26%). Исследованный берешит представляет собой порфиновую эффузивную породу, интенсивно измененную процессами хлоритизации, сосюртитизации и карбонатизации.

Порода состоит из вкрапленников — плагиоклаз 22%, натровый диопсид 8%, нефелин 6%, магнетит и апатит 2% и основной массы — лейсты плагиоклаза, мельчайшие зернышки магнетита и хлоритизированного стекла 62%. Плагиоклаз вкрапленников почти полностью сосюртитизирован и карбонатизирован, а нефелин — карбонатизирован. Диопсид содержит большое количество включений кристаллов апатита и магнетита. Структура породы порфировая, первичная структура основной массы гиалопилитовая. Развитие процессов замещения привело к появлению вторичных гранобластовых структур.

Вкрапленники, включая и апатит, характеризуются чрезвычайно низкими концентрациями урана (рис. 34). В основной массе уран распределен относительно равномерно. Повышенные концентрации урана приурочены к микроскопически мелким участкам, связанным, по-видимому, с лейкоксомом, развивающимся по рудному минералу.

Фонолит Чешского кристаллического массива (обр. 25) содержит $1,7 \cdot 10^{-4}\%$ урана (см. табл. 6). Он представляет собой порфиновую полнокристаллическую породу в значительной мере измененную вторичными процессами. Вкрапленники сложены изометричными мелкими кристаллами нефелина и пойкилитически их включающими значительно более крупными кристаллами арфведсонита. Нефелин (28,2%) совершенно не затронут вторичными процессами. Арфведсонит (9,10%) в значительной мере эгиринизирован, причем вторичный эгирин замещает крупные кристаллы арфведсонита в виде относительно мелких игольчатых кристаллов.

Основная масса породы сложена выделениями неправильных по форме кристаллов калиевого полевого шпата, цеолитов, канкринита, мелких иголочек эгирина и мельчайших пластинок оранжевого биотита. Количество калиевого полевого шпата и цеолитов достигает 62,7%.

Как видно на микрофотографии лавсанового детектора (рис. 35), вкрапленники нефелина и амфибола характеризуются чрезвычайно низкой концентрацией урана. В то же время распределение урана в основной массе породы не является равномерным. Наблюдается приуроченность повышенной концентрации урана к очень небольшим участкам, группирующимся в цепочки. Сами цепочки большей частью приурочены к границам кристаллов вкрапленников. Локальные участки повышенной концентрации урана не коррелируются с различимыми в оптический микроскоп какими-либо минеральными фазами.

Эпилейцитовый калиевый мончикит Чешского кристаллического массива (обр. 29) содержит $1,5 \cdot 10^{-4}$ % урана (см. табл. 6). Он является порфировой породой с вкрапленниками плагиоклаза (?), магнетита, эпилейцита и титан-авгита и основной массой с лейстами моноклинного пироксена.

Вкрапленники калиевого полевого шпата целиком альбитизированы. Вкрапленники лейцита замещены анальцимом и карбонатом. Крупные вкрапленники коричневатого в проходящем свете моноклинного пироксена не несут следов вторичных изменений и характеризуются $C : Ng = 45-50^\circ$, $2V = 56-60^\circ$. Общее количество вкрапленников составляет 32%. Количественные их соотношения следующие: эпилейцит 20%, моноклинный пироксен 8%, плагиоклаз (?) 2%, магнетит 2%.

Основная масса (68%) сложена лейстами моноклинного пироксена (удлинение 1:10), частично биотитизированных, зернами магнетита и альбита, образующего неправильные зерна с извилистыми ограничениями и заместившего, по-видимому, вулканическое стекло. Количественные соотношения в основной массе следующие: лейсты моноклинного пироксена 35%, зерна магнетита 5% и вторичный альбит 28%.

Порода довольно сильно изменена в результате процессов альбитизации, анальцимизации, биотитизации и карбонатизации. Структура породы порфировая, основной массы — гранобластовая, текстура — реликтовая трахитоидная.

На микрофотографии шлифа и лавсанового детектора (рис. 36), видно, что вкрапленнику плагиоклаза, замещенному альбитом, соответствуют очень низкие концентрации урана. Концентрации урана в других вкрапленниках также очень низки. Распределение концентрации урана в основной массе примерно равномерное. Некоторое незначительное увеличение концентрации урана наблюдается вблизи границ вкрапленников. В то же время чрезвычайно мелкие сгущения треков не сопо-

ставляются с какими-либо конкретными выделениями минералов основной массы, включая мелкие магнетитовые зерна.

Лимбургит Чешского кристаллического массива хлоритизированный и карбонатизированный (обр. 15) представляет собой порфиновую породу с гиалопилитовой основной массой и содержит $3,26 \cdot 10^{-4}\%$ урана (см. табл. 6).

Вкрапленники (23%) представлены резко преобладающим титан-авгитом и оливином. Моноклинный пироксен образует удлиненные (до 1:8) полисинтетически сдвойникованные по второму пинакoidу кристаллы, обладающие волнистым угасанием, $C : Ng = 48^\circ$; $2V = 54 - 58^\circ$. Иногда при угасании кристаллов моноклинного пироксена обнаруживается структура песочных часов. Характерны сизые тона интерференции. Моноклинный пироксен изредка включает сростки мелких идиоморфных кристаллов магнетита. Часть кристаллов моноклинного пироксена полностью замещена карбонатом и хлоритом. Другая большая часть совершенно лишена следов вторичных воздействий. Оливин целиком карбонатизирован.

Основная масса сложена лейстами моноклинного пироксена, сростками идиоморфных кристаллов магнетита и вулканическим стеклом, светло-серым в проходящем свете от выделений магнетитовой пыли. Количественные соотношения в основной массе следующие: лейсты моноклинного пироксена 20%, выделения магнетита 12%, вулканическое стекло 45%.

Порода довольно сильно изменена процессами хлоритизации и карбонатизации. Хлорит выполняет многочисленные миндалины и замещает моноклинный пироксен и оливин. Карбонат замещает моноклинный пироксен и оливин. Структура породы порфировая, основной массы — гиалопилитовая, местами трахитоидная.

На микрофотографии шлифа и соответствующего ему лавсанового детектора (рис. 37) видно, что распределение урана в лимбургите, подвергшегося хлоритизации и карбонатизации, в общем аналогично распределению урана в неизменном лимбургите: вкрапленникам соответствует чрезвычайно низкая концентрация урана, а в основной массе уран примерно распределен равномерно. Соотношение концентрации урана в неизменном и измененном лимбургите составляет 1:1,44. Такие различия в равной мере могут быть как первичными, так и связанными с влиянием вторичных процессов, хотя первый вариант кажется более вероятным.

КОЭФФИЦИЕНТ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ УРАНА МЕЖДУ ВКРАПЛЕННИКАМИ И ОСНОВНОЙ МАССОЙ БАЗАЛЬТОВ

Изложенные выше результаты систематического исследования с помощью f -радиографии характера пространственного распределения урана между вкрапленниками и основной массой базальтов позволяют сделать вывод о том, что контрастное распределение урана между ними является классическим и характерно для любых порфировых базальтов Земли. Исследованные обсидианы [39], порфиновые базальты с различным соотношением вкрапленников и основной массы и долериты дают возможность проследить характер поведения урана при процессах магматической кристаллизации. С известным приближением f -радиограммы всех названных пород можно рассматривать как изображение распределения урана на различных стадиях кристаллизации, фиксированных процессами закалки. До начала кристаллизации распределение урана в стеклах исключительно однородно [39].

Это обстоятельство использовано, в частности, для приготовления стандартных эталонных стекол с заданными концентрациями урана с целью использования их при исследованиях методом f -радиографии или методом треков деления [105]. В природных условиях по мере кристаллизации магмы уран оттесняется в основную массу и, наконец, в интерстиционные участки, что и обуславливает неравномерность его проявления по породе в целом.

На проведение экспериментов с целью проследить характер распределения урана при заданных условиях кристаллизации. Шихта, отвечающая по составу весовому соотношению главных компонентов в гапlobазальтовой системе нефелин:диопсид: : плагиоклаз (№ 50) 1 : 10 : 10, была расплавлена в печи Таммана, причем предварительно в шихту был добавлен уран в количестве десятитысячных долей процента. После нагревания до 1600°C производилась закалка образца, и из полученного стекла был приготовлен материал, который снова был расплавлен, а затем кристаллизовался при относительно медленном снижении температуры. Из полученного таким образом препарата был приготовлен аншлиф (а затем прозрачный шлиф), в котором было определено пространственное распределение урана. В исследованном образце наблюдался лишь войлоковидный агрегат закалочного пироксена, погруженного в стекло. Несмотря на большую линейную скорость кристаллизации закалочного пироксена, распределение урана целиком определялось характером его кристаллизации и маркировало пространственное распределение волосовидных кристаллов и стекла (см. рис. 38).

Контрастное распределение урана между вкрапленниками и основной массой базальтов является следствием фундаментальных закономерностей кристаллизации базальтовых расплавов, свойств кристаллических решеток минералов базальтов и геохимических особенностей поведения урана в силикатных расплавах. Характер распределения микрокомпонентов между фазами системы в том случае, когда они изоморфно входят в состав минералов, является важной термодинамической константой и позволяет решать ряд задач, связанных с термо- и барометрией, восстановлением химизма среды кристаллизации, выяснением некоторых проблем геохимии элементов и генезиса пород [89, 93—95, 114]. В частности, постоянство коэффициента распределения микрокомпонента между твердой фазой и расплавом приводит к закономерному положению кривых концентраций на диаграммах относительная концентрация в расплаве — стадия фракционирования при фракционной кристаллизации [114].

Однако уран, возможно, не входит изоморфно в кристаллические решетки породообразующих минералов базальтов, преимущественно магнезия, железа и кальция. А. Э. Рингвуд [29] назвал уран вместе с группой других элементов (калий, торий, рубидий и пр.) несовместимым (с главными катионами) элементом. Вероятнее всего, уран, концентрации которого в породообразующих минералах базальтов чрезвычайно малы, приурочен главным образом к дефектам кристаллических решеток породообразующих минералов. Интересны данные П. Хендерсона и др. [116], полученные методом нейтронной активации, на основании которых концентрации урана составляют: в клинопироксене Скергаардской интрузии $(0,6 \div 0,17) \cdot 10^{-4}\%$, в плагиоклазе $(0,01 \div 0,12) \cdot 10^{-4}\%$, в оливине интрузии Рам менее $0,005 \cdot 10^{-4}\%$, в плагиоклазе $(0,012 \div 0,025) \cdot 10^{-4}\%$, в полевом шпате интрузии Бушвельд $(0,021 \div 0,032) \cdot 10^{-4}\%$, в моноклинном пироксене $(0,018 \div 0,040) \cdot 10^{-4}\%$.

Предположение о приуроченности урана к дефектам кристаллической решетки, по-видимому, подтверждается и характером изменения коэффициента распределения урана между клинопироксеном и закалочным стеклом в экспериментах при давлениях 20 кбар. Так, при кристаллизации клинопироксена при температуре 1100°C и давлении 20 кбар коэффициент распределения урана, т. е. отношение концентраций урана в закалочном стекле и клинопироксене, равен $0,012 \pm 0,006$, в то время как при температуре 1200°C та же величина составляет $0,19 \pm \pm 0,002$. М. Сейтц и Н. Шимицу [117] предположительно объясняет столь резкое изменение коэффициента распределения урана существенно большей легкостью образования дефектов кристаллической решетки клинопироксена при высоких температурах и давлениях.

Существенно, что М. Сейтц и Н. Шимицу определяли коэффициент распределения урана между вкрапленниками кли-

нопироксена и закалочным стеклом с помощью метода f-радиографии. Аналогичные определения нами были выполнены на природных андезито-базальтах Курильских островов и Малого Кавказа [39].

Поскольку концентрации урана в пределах каждой f-радиограммы пропорциональны плотности треков, то задача определения отношения концентраций урана во вкрапленниках и основной массе по-существу сводится к определению соотношения плотности треков на различных ее участках. Эта задача решается с помощью однократного облучения в том случае, если концентрации урана во вкрапленниках и основной массе соизмеримы (в пределах двух порядков значений). Когда же соотношение концентрации урана во вкрапленниках и основной массе превышает два порядка, необходимо двукратное облучение образцов.

Оцененная нами с известным приближением величина коэффициента распределения урана между вкрапленниками моноклинного пироксена (плагноклаза) и основной массой андезито-базальтов Курильских островов и Малого Кавказа оказалась равной примерно 0,03 [39]. Аналогичная величина была получена нами и другим методом. Исходя из допущения о том, что при кристаллизации высокоглиноземистых андезито-базальтов Курильских островов и Малого Кавказа примерно одного состава или весьма мало отличающихся по щелочности коэффициент распределения урана меняется незначительно, мы нанесли результаты исследования на упоминающуюся выше диаграмму относительная концентрация в расплаве — стадия кристаллизации. Величину концентрации урана в расплаве мы определяли как концентрацию урана в основной массе базальтов, а стадию кристаллизации, выражающуюся в долях единицы, по соотношению количества вкрапленников и основной массы базальтов. Результаты соответствующих построений, показанные на рис. 39, свидетельствуют о том, что допущения о примерном постоянстве коэффициента распределения урана между вкрапленниками моноклинного пироксена (плагноклаза) и основной массой в андезито-базальтах Курильских островов и Малого Кавказа, а также о его примерном постоянстве на различных стадиях кристаллизации в общем соответствуют природным соотношениям. Величины соответствующих коэффициентов распределения, определенные по соотношению плотностей треков на f-радиограммах и методом графических построений, оказались довольно близкими.

Коэффициенты распределения урана между вкрапленниками базальтов и основной массой были установлены также методом нейтронной активации [115]. Х. Нагасава и Х. Вакита [115] определили концентрации урана во вкрапленниках авгита и основной массе базальтов Куишу Японии и Блек Айленд Антарктики, которые оказались равными соответственно $0,0118 \cdot 10^{-4}$,

$0,707 \cdot 10^{-4}$ и $0,0067 \cdot 10^{-4}$, $1,67 \cdot 10^{-4}\%$, что соответствует коэффициентам распределения вкрапленник — основная масса $0,0167$ и $0,004$. В андезитах Японских вулканов Того и Хаконе те же величины составляют $0,0166 \cdot 10^{-4}$, $0,198 \cdot 10^{-4}$ и $0,0238 \cdot 10^{-4}$, $0,283 \cdot 10^{-4}\%$, что соответствует коэффициентам распределения $0,0898$ и $0,0877$. Наконец, в гиперстене и основной массе дацита эти же величины составляют $0,0119 \cdot 10^{-4}$ и $0,38 \cdot 10^{-4}\%$, что соответствует коэффициенту распределения $0,0313$. Установ-

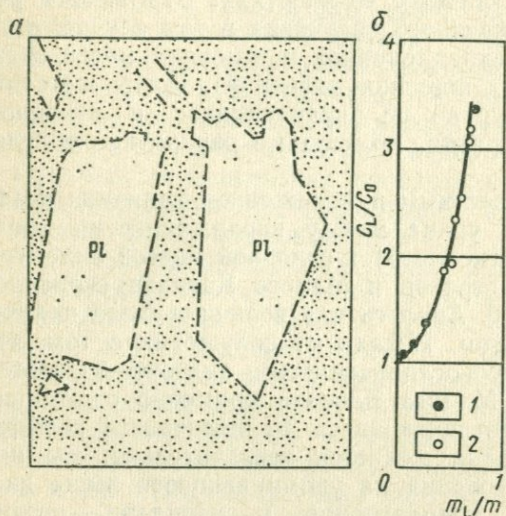


Рис. 39. Определение коэффициента распределения урана между вкрапленниками и основной массой базальта по распределению трекров (а) и по зависимости относительной концентрации урана в расплаве от стадии кристаллизации (б).

PL — плагноклаз; m_L и m — соответственно масса жидкой фазы и всей системы; C_L и C_0 — соответственно концентрация урана в жидкой фазе и в начальном расплаве; 1 — базальты и андезито-базальты Малого Кавказа; 2 — базальты и андезито-базальты Курильской островной дуги

лено что изменение отношения торий/уран в основной массе по сравнению с той же величиной во вкрапленниках авгита заметно снижается с увеличением кремнекислотности. Предполагается, что этот эффект вызван либо влиянием различий температуры кристаллизации, либо увеличением степени полимеризации расплава вместе с ростом кремнекислотности.

Н. Онума и др. [118] методом нейтронной активации определили концентрации урана и ряда других элементов в авгите и бронзите гавайита и в основной массе названной породы. Коэффициент распределения урана между авгитом и гавайитом составляет примерно $0,01$. Сопоставление коэффициентов распределения редких элементов и кальция в авгите, а также магния в бронзите с ионными радиусами выявило их закономерное изменение в зависимости от степени близости ионных радиусов микрокомпонента и элемента-хозяина. Кроме того, была обнаружена обратная линейная зависимость между коэффициентами распределения редкоземельных элементов и квадратом различий ионных радиусов редкоземельных элементов и магния в бронзите. Закономерное положение точки, соответствующей урану, на графике зависимости коэффициента распределения авги-

та — базальта в гавайите от ионного радиуса дало основание для предположения об изоморфном вхождении урана на место кальция в структуре авгита.

Если в породообразующих минералах базальтов уран в основном сосредоточен в дефектах кристаллических решеток, то комбинированный коэффициент распределения урана¹ при кристаллизации базальтовых магм не имеет строгого термодинамического смысла. Однако и эта величина несомненно является важной характеристикой свойств кристаллических решеток минералов базальтов. Как следует из приведенных выше данных, коэффициент распределения урана для минералов разного состава различен. Было показано, что комбинированный коэффициент распределения урана достаточно постоянен в однотипных по химизму дифференцированных сериях и закономерно изменяется по мере изменения их щелочности [31].

Таким образом, химизм расплавов и при определенных условиях давление [177] вызывают изменение коэффициента распределения урана при кристаллизации базальтовых магм. Коэффициент распределения урана должен зависеть и от режима кристаллизации. Существуют пять возможных моделей кристаллизации и роста кристаллов, учитывающих кинетические особенности названных процессов [119].

А. Бесконечный резервуар жидкости.

А-1. Скорость кристаллизации кристаллической фазы мала. Это обеспечивает непрерывное равновесие и приводит к кристаллизации гомогенных кристаллов.

А-2. Диффузия в жидкости слишком медленна, чтобы обеспечить гомогенность в жидкой фазе и, следовательно, установить равновесие между всем объемом фаз.

Б. Конечный резервуар.

Б-1. Аналогичен А-1.

Б-2. Диффузия в кристалле слишком мала, чтобы гарантировать восстановление равновесия с изменяющейся по составу жидкой фазой; образующиеся кристаллы зональны.

Б-3. Диффузия в жидкости слишком мала, чтобы обеспечить гомогенность жидкой фазы; кристаллы должны быть зональны, но отличаться по составу от кристаллов, образующихся в условиях Б-2.

Следует отметить, что перечисленные пять моделей могут быть сведены к трем с помощью введения эффективного коэффициента распределения и объединения моделей А-2 и Б-3 (модели А-1 и Б-1 аналогичны). Кроме того, эффективным механизмом выравнивания концентраций в жидкой фазе, помимо диффузии, является конвективное перемешивание [9].

¹ Комбинированным коэффициентом распределения называется отношение средневзвешенной концентрации микрокомпонента в твердых фазах к его концентрации в жидкой фазе в каждый рассматриваемый момент кристаллизации.

Исследования базальтов с помощью γ -радиографии в первом приближении позволяют оценить характер пространственного распределения урана и выявить применимость тех или иных кинетических моделей роста кристаллов. По-видимому, вкрапленники частично кристаллизовались в соответствии с моделью А-1 и большей частью — с моделью Б-2. То же справедливо и в отношении долеритов. При кристаллизации основной массы базальтов, имеющей микродолеритовую или интерсеральную структуру, очевидно, кристаллизация соответствовала модели Б-3.

Д. Шоу [120] подчеркивает сложность проблемы использования данных о коэффициенте распределения микрокомпонентов между вкрапленниками и основной массой эффузивов из-за возможности трех принципиально возможных типов и тенденций вхождения микрокомпонентов в твердые фазы и неопределенности размеров системы вкрапленник — основная масса.

Использование данных о распределении урана между вкрапленниками и основной массой эффузивов имеет и некоторые другие ограничения. С. Шнетцлер [94] полагает, что чистота отборки ограничивает возможность определения коэффициентов распределения, имеющих величину менее 0,01. Существенно также, что все соображения о формах нахождения урана в кристаллических решетках силикатных минералов являются гипотетическими. Не исключено, что увеличение разрешающей способности методов исследования распределения урана и развитие его «микроминералогии» выявит неизвестные пока минеральные формы его нахождения. В этой связи значительный интерес представляет обнаружение с помощью микрозонда в ультрабазитах мерихьюита — минерала калия, известного ранее лишь в метеоритах, что позволяет по-иному рассматривать некоторые геохимические проблемы.

Если справедливо допущение [93, 114] о том, что коэффициенты распределения микрокомпонентов между вкрапленниками и основной массой эффузивов характеризуют и процессы дифференциации, происходящие в магматических камерах, а также, возможно, и при выплавлении базальтовых магм из мантийных первоисточников, то данные, полученные при исследовании базальтов, могут быть использованы для корректировки и развития ряда петрогенетических гипотез. Использование парных логарифмических графиков, дающих лишь соотношение комбинированных коэффициентов распределения микрокомпонентов, позволяет по величине комбинированных коэффициентов урана, определенных экспериментально, вычислить те же величины для всех микрокомпонентов, связанных с ураном условием пропорциональности логарифмов концентраций в породах дифференцированных серий. На основе предложенного метода, в частности, был сделан вывод о нереальности механизма частичного плавления хондритовой мантии или сплошного плавления и

последующей фракционной кристаллизации для получения концентраций урана, тория, калия и рубидия, фиксируемых в базальтах Курильских островов и Малого Кавказа [34].

Возможность определения коэффициентов распределения урана методом f-радиографии представляется особенно ценной, так как этот метод не требует выделения мономинеральных фракций, и возможен на микроскопически малых кристаллах вкрапленников. Кроме того, уран здесь выступает как представитель целой группы так называемых «некогерентных» элементов [29], ведущих себя при процессах дифференциации и выплавления базальтовых магм сходным образом.

Глава V

СОДЕРЖАНИЕ УРАНА В РАЗЛИЧНЫХ ТИПАХ БАЗАЛЬТОВ И ДОЛЕРИТОВ

В настоящем разделе приведены данные о валовых концентрациях урана в большом количестве исследованных нами базальтов и долеритов (см. табл. 6). Как следует из приведенного ранее краткого описания районов распространения исследованных образцов и их химического состава, в сумме они представляют практически все выделенные формации и типы базальтов, за исключением подводных океанических толентов и траппов молодых платформ.

Все базальтовые формации, представленные изученными образцами, могут быть расположены по степени возрастания щелочности предполагаемых родоначальных магм следующим образом: толентовые базальты островных дуг (Курильские острова, Камчатка, Малый Кавказ, Карпаты), толентовые долериты древних платформ (бассейн р. Тунгуски и район Норильска, Воронежский кристаллический массив), оливиновые щелочные базальты океанических островов (острова Гавайи, Пасхи, Тенериф) и щелочные оливиновые базальты континентальных областей (Центральный Алдан, Восточно-Африканский рифт, остров Скай в Шотландии, Монголия, Забайкалье, Маймеча-Котуйская провинция, Кузнецкий Алагау, Чешский кристаллический массив) (см. табл. 3). Характерно, что наименее щелочные толентовые по составу формации имеют наиболее простое строение и по существу представлены одной комагматической серией. В то же время внутри этого ряда формаций по мере увеличения мощности земной коры происходит постепенное увеличение щелочности базальтовых магм и в некоторых случаях, как это наблюдается в породах вулкана Ишхансар в юго-восточной Армении, появляется небольшое количество нормативного нефелина.

Траппы древних платформ также неоднородны. Среди преобладающих толентов появляются слабощелочные типы, а по мере уменьшения возраста трапповых формаций, как это отмечено Ю. А. Кузнецовым [19] и В. А. Кутолиным [20], отчетливо возрастает их щелочность.

Формации щелочных оливиновых базальтов имеют более сложное строение. Уже для щелочных формаций океанических островов, в частности для островов Гавайи и Тенериф, характерно наличие по меньшей мере двух дифференцированных серий и двух родоначальных магм, различающихся по щелочности.

Еще более сложное строение имеют континентальные формации щелочных оливиновых базальтов. Так, для Центрального Алдана характерно наличие двух серий: эпилейцит-ортоклаз-базальтовой и трахибазальтовой. Сочетание щелочно-базальтовых и меланефелинитовых магм вместе с соответствующими им дифференцированными сериями характерно для Восточно-Африканского рифта, Маймеча-Котуйской провинции, Кузнецкого Алатау и Чешского кристаллического массива. Причем Маймеча-Котуйской провинции и Восточно-Африканскому рифту присуще наличие карбонатитовых комплексов, а Маймеча-Котуйской провинции также и кимберлитов.

Эти особенности базальтовых формаций, выявляющиеся при сравнительном анализе тектонических условий проявления базальтового магматизма, его петрохимических и геохимических различий, позволяют прийти к известному выводу о том, что по мере увеличения щелочности базальтовых магм увеличивается и глубина их генерации. Этот вывод, независимо сделанный Д. Х. Грином и А. Э. Рингвудом [5] на основании экспериментов при высоких давлениях и учета состава минералов ликвидуса и последствий их фракционирования, имеет важное значение для понимания характера ранее выделенных формаций [19], а также для анализа геохимических особенностей базальтовых магм, в частности распределения в них урана. Заметим, что к выводу о большей глубинности генерации щелочно-базальтовых магм по сравнению с толентовыми приводит и анализ состава мантийных включений в базальтовых лавах и эксплозивных брекчиях.

Многие континентальные формации щелочных оливиновых базальтов, выделенные ранее как единая формация, представляют собой парагенетическое сочетание различных по глубине выплавления базальтовых магм. Это по существу «нанизанные» на глубинный разлом низкотемпературные выплавки различных глубин мантии, несущих разную геохимическую и генетическую информацию. В связи с этим выделение субформаций по принципу преобладания тех или иных комагматических серий кажется не вполне отвечающим природным соотношениям. По-видимому, целесообразнее выделять формации, соот-

ветствующие определенным родоначальным магмам и связанным с ними дифференцированным сериям, а их сочетания рассматривать как парагенезис формаций.

Отметим некоторые особенности полученных данных о содержании урана в базальтах и долеритах, обусловленные аналитикой и представительностью образцов. Внедрение в геохимические исследования ядерно-физических методов анализа с очень низкими порогами чувствительности привело к уточнению ряда кларков почти всегда в сторону их понижения. В главе I приведены данные о чувствительности использованного метода анализа и его точности, дающей представление о величине случайных ошибок. Об отсутствии систематических ошибок в полученных нами данных свидетельствует соответствие величин концентраций урана в гавайских оливиновых базальтах (остров Гавайи), определенных нами ($0,29 \cdot 10^{-4}\%$; см. табл. 6) и другими высокоточными методами. Так, методом гамма-спектрометрии в оливиновых базальтах острова Мауи (Гавайские острова) установлено $0,32 \cdot 10^{-4}\%$ урана, в толеитовых базальтах островов Оаху и Кауаи $(0,10 \div 0,24) \cdot 10^{-4}\%$, в щелочном базальте $0,68 \cdot 10^{-4}\%$ и в нефелиновом $1,29 \cdot 10^{-4}\%$ урана [121]. Кроме того, методом изотопного разбавления в щелочном базальте вулкана Хуалалаи острова Гавайи установлено $0,50 \times 10^{-4}\%$ урана [103].

Проблема представительности самих образцов базальтов заключается в необходимости выбора характерных образцов. Решение этой задачи облегчается известной высокой однородностью базальтов, особенно их толеитовых разностей. Подтверждением их однородности являются данные по содержанию урана в толеитовых базальтах вулкана Большая Удина на Камчатке, приведенные в табл. 6 и характеризующиеся очень небольшой депрессией. Существенным также представляется исключение при выводе средних величин кумулятивных и производных пород, образовавшихся при дифференциации базальтовой магмы. В качестве кумулятов при подсчете средних значений должны быть исключены, например, пикритовые и троктолитовые долериты Талнахской интрузии Норильского района (см. табл. 6).

Менее определенным является вопрос о верхней границе класса базальтов по содержанию кремнекислоты. В. Менсон [110] включил в класс базальтов все породы, содержащие менее 56,0% кремнекислоты. В то же время Ф. Ю. Левинсон-Лессинг собственно базальтами называл породы, содержащие менее 52,0% кремнекислоты, а породы с содержанием кремнекислоты $52,0 \div 56,0\%$ им были отнесены к андезито-базальтам. В настоящей работе аналитические данные по базальтам и андезито-базальтам нами рассматриваются совместно. Неясен вопрос относительно характера представительности анализов по андезитам, которые могут быть как дифференци-

атами базальтовой магмы, так и непосредственными выплавками из мантии. Очевидна необходимость исключения данных по породам, измененным вторичными процессами. Как следует из приведенных выше описаний, вторичные процессы, связанные с хлоритизацией, карбонатизацией и эпидотизацией базальтов, довольно часто приводят к перераспределению урана, но сравнительно мало увеличивают его валовые концентрации. Более

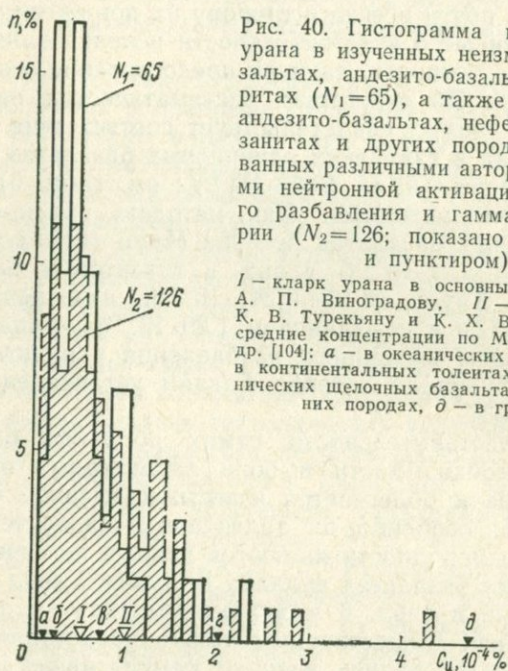


Рис. 40. Гистограмма концентраций урана в изученных неизмененных базальтах, андезито-базальтах и долеритах ($N_1=65$), а также в базальтах, андезито-базальтах, нефелинитах, базанитах и других породах, исследованных различными авторами методами нейтронной активации, изотопного разбавления и гамма-спектрометрии ($N_2=126$; показано штриховкой и пунктиром).

I — кларк урана в основных породах по А. П. Виноградову, *II* — то же, по К. В. Турекьяну и К. Х. Ведеполу [122]; средние концентрации по М. Татсумото и др. [104]: *a* — в океанических толитах, *b* — в континентальных толитах, *v* — в океанических щелочных базальтах, *z* — в средних породах, *d* — в гранитах

интенсивное изменение концентрации урана связано с процессом биотитизации эпидейцитовых фонолитов и эпидейцит-ортоклазовых базальтов Центрального Алдана.

Результаты определений концентраций урана в базальтах и андезито-базальтах суммированы нами в виде гистограммы (рис. 40). Здесь же показаны выбранные из литературы данные 126 определений урана методами нейтронной активации, гамма-спектрометрии и изотопного разбавления в базальтах и андезито-базальтах, а также в нефелинитах, базанитах и пр. Очевидно, что характер распределения урана в изученной нами коллекции базальтов и долеритов и в базальтах по данным 126 определений, выполненных различными исследователями, чрезвычайно близок. Модальное значение концентрации урана в изученной нами совокупности составляет $0,4 \cdot 10^{-4}\%$ урана. Среднее содержание урана в базальтах (основных породах),

по А. П. Виноградову, составляет $0,5 \cdot 10^{-4}\%$, а по К. В. Турекьяну и К. Х. Ведеполу [122] — $1 \cdot 10^{-4}\%$. По мнению Дж. Роджерса и Дж. Адамса [123], термин «содержание урана в базальтах» лишен смысла из-за того, что, как это очевидно, базальты не представляют единое петрологическое семейство (популяцию). Исследования содержаний урана в базальтах показывают различия между разными их типами. Однако, как нам представляется, оценка характерных содержаний для земных базальтов в целом может иметь значение хотя бы для целей сравнения их с усредненными данными лунных базальтов.

Как видно на рис. 40, в изученной совокупности базальтов выделяется несколько максимумов второго порядка, соответствующих (в порядке возрастания концентраций): континентальным толентам, континентальным базальтам, промежуточным по концентрации урана между средними континентальными и щелочными базальтами, высокоглиноземистым базальтам островных дуг и континентальным щелочным базальтам, концентрация урана в которых ($1,0 \cdot 10^{-4}\%$) выше, чем в щелочных базальтах острова Гавайи и Японии [104]. Наиболее высокими концентрациями урана характеризуются нефелиниты.

М. Татсумото и др. [104] по данным о содержании урана, а также тория, калия, рубидия, стронция, полученным в основном с помощью ядерно-физических методов, выделяют следующие глобальные типы базальтов: океанические толеиты ($0,1 \cdot 10^{-4}\%$ урана), континентальные толеиты ($0,2 \cdot 10^{-4}\%$ урана) и океанические щелочные базальты ($0,7 \cdot 10^{-4}\%$ урана). Наши данные, таким образом, дополняют геохимическую характеристику базальтов и позволяют оценить характерные значения концентраций урана для континентальных щелочных базальтов и высокоглиноземистых толеитов островных дуг. Существенно также, что сопоставление данных по содержанию урана в базальтах различной щелочности и в нефелинитах обнаруживает общую корреляцию содержаний урана с щелочностью и в конечном счете с глубиной образования базальтовых магм.

Концентрации урана в базальтах по изученным районам их распространения распределены следующим образом. Среднее содержание урана в норильских габбро-диабазам совпадает со средними концентрациями в континентальных толеитах, по М. Татсумото и др. [104]. Концентрации урана в других изученных нами континентальных толеитах выше указанных средних величин. Среди изученных щелочных базальтов преобладают более богатые ураном, чем океанические щелочные базальты острова Гавайи и Японии [104]. Однако палеоген-неогеновые щелочные базальты Шотландии беднее ураном по сравнению с последними. Дж. Роджерс и Дж. Адамс [123] приводят следующие данные о содержании урана в базальтах, в большинстве случаев полученные методом гамма-спектрометрии, которые ими оцениваются как вполне достоверные (табл. 7).

Концентрация урана в базальтах в различных регионах по данным ядерно-физических методов [123]

Порода	C_U 10 ⁻⁴ , %	Число образцов
Океанические толеитовые базальты	0,10	22
Базальты и андезитово-базальты Марианских островов	0,55	20
Толеитовые базальты Гавай	0,18	6
Щелочные базальты Гавай	0,99	2
Толейты Японии	0,15	2
Высокоглиноземистые базальты Японии	0,22	2
Щелочные оливиновые базальты Японии	0,53	2
Спилиты Карибской островной дуги	0,22	6
Интрузивные кератофиры Карибской островной дуги	0,77	5
Экструзивные кератофиры Карибской островной дуги	0,21	4
Андезитово-базальты Карибской островной дуги	0,79	12
Базальты плато (среднее)	0,53	26
Базальты Колумбия Ривер (Северная Америка)	0,36	2
Диабаз силла Пилисейд (Северная Америка)	0,35	5

Накопление прецизионной геохимической информации о содержании урана в базальтах различных петрохимических типов и в наиболее глубинных нефелинитах и кимберлитах (см. рис. 40) позволяет констатировать, что концентрация урана по мере увеличения глубины выплавления базальтовых магм и в океанических и в материковых секторах Земли возрастает по меньшей мере на порядок.

По существу вместо того, чтобы использовать гипотетический пиролит А. Э. Рингвуда, как модель состава мантии, мы можем реконструировать реальный ее состав, опираясь на ксенолиты кимберлитовых трубок взрыва и особенно на алмазные ксенолиты [10]. По данным Н. В. Соболева, на глубине 150—180 км в слое мощностью 50—100 км часть мантии сложена эклогитами, имеющими состав базальтов, а иногда и щелочных базальтов (до 5,5% натрия). Среди эклогитов выделяются гранат-омфацитовые, дистеновые и корундовые. Сплошное плавление щелочных эклогитов должно дать нефелино-базальтовую магму. Количество эклогитов среди мантийных перидотитов оценивается в 2,4% в среднем для Якутии, в трубке «Мир» 15% и предполагается значительно большее их содержание.

Среди алмазосодержащих ультраосновных ассоциаций преобладают гранатовые дуниты и гарцбургиты, гранатовые лер-

долиты и гранатовые верлиты. В то же время верхняя часть мантии сложена шпинелевыми лерцолитами [3, 10].

Рассмотрение пока еще немногочисленных данных по содержанию урана и тория в мантийных нодулях, в основном в шпинелевых лерцолитах, в то же время показывает, что составы возможных мантийных первоисточников базальтовых магм по соотношению концентраций урана и тория очень близки к хондритовым составам. С помощью методов f-радиографии и нейтронной активации удалось определить концентрации урана в мантийных нодулях эклогитов и перидотитов, приуроченных к кимберлитовым трубкам взрыва и щелочно-базальтовым лавам. Так, по данным Х. Вакиты и др. [124], в перидотитовых нодулях океанических областей островов Гавай, Американских Самоа, Кергелен, Прибылова (Аляска) и Чарльза (Канада) концентрация урана изменяется в пределах $(0,0076 \div 0,0134) \cdot 10^{-4}\%$. Аналогичные величины характерны и для континентальных областей — Ейфеля (ФРГ), Ишиномегата (Япония), Афтона (Нью-Мексико), Центрального массива Франции, Британской Колумбии (Канада), Новой Зеландии, Норвегии и Кимберли (Южная Африка): $(0,0058 \div 0,296) \cdot 10^{-4}\%$. Подобные величины получены и для эклогитов и пироксенитов. По данным А. Н. Комарова и А. С. Житкова [88], концентрация урана в мантийных ксенолитах Станового хребта, Приморья, Камчатки, Монголии, Шпицбергена, Антарктиды, Гавай и Японии имеет порядок $10^{-6}\%$, изредка 10^{-5} или $10^{-7}\%$. И. Г. Берзиной и др. [89] проведено подробное исследование мантийных перидотитов и эклогитов Якутии, концентрация урана в которых обычно имеет порядок $10^{-6}\%$. Аналогичные величины получены для эклогита Кимберли [126].

Особенно интересны данные по содержанию урана, обычно равномерно распределенного в минералах мантийных пород. Так, А. Н. Комаровым и А. С. Житковым определены в оливине якутских мантийных нодулей $(0,01 \div 4) \cdot 10^{-4}\%$ урана, в ортопироксене $(0,02 \div 14) \cdot 10^{-4}\%$, в клинопироксене $(0,02 \div 70) \times 10^{-4}\%$ и в гранате $(0,01 \div 20) \cdot 10^{-4}\%$. Х. Нагасавой и Х. Вакитой [115] в минералах мантийных нодулей гавайских базальтовых лав установлены следующие концентрации урана: в оливине $0,0025 \cdot 10^{-4}\%$, в ортопироксене $0,0086 \cdot 10^{-4}\%$, в клинопироксене $0,089 \cdot 10^{-4}\%$. К. Конди и др. [125] провели исследование методом f-радиографии содержания урана в клинопироксенах перидотитовых нодулей Гавай, ФРГ и Южной Африки. Интервал концентраций урана составляет $(0,00001 \div 0,02) \times 10^{-4}\%$, а максимальное содержание и наиболее равномерное распределение установлено в гавайском образце. М. Татсумото и Л. Николайсен [126] в клинопироксене эклогита Кимберли определили $(0,01 \div 0,03) \cdot 10^{-4}\%$ урана, в гранате $(0,02 \div 0,08) \times 10^{-4}\%$.

Применение метода f -радиографии позволяет исследовать формы нахождения урана в минералах [84, 88, 125]. Кроме равномерно распределенного в минерале урана, который, вероятно, может находиться в равновесных соотношениях с ураном магматического расплава, установлен уран, приуроченный к трещинам, границам зерен и микроскопическим недиагностируемым сгущениям концентраций. По данным К. Конди и др. [125], в клинопироксенах с наиболее низкими концентрациями урана он распределен наиболее неравномерно. На долю урана, содержащегося в минералах мантийных ксенолитов и большей частью распределенного равномерно, приходится лишь $0,1 \div 38,3\%$ общей концентрации урана [88].

Коэффициенты распределения урана при кристаллизации пироксенов и оливина, как отмечалось, составляют величины порядка $10^{-3} \div 10^{-2}$. Таким образом, приведенные выше величины концентраций урана в мантийных оливинах и пироксенах, близкие к соответствующим концентрациям во вкрапленниках базальтов, в целом соответствуют равновесным с ними магматическим расплавам с концентрациями урана, характерными для базальтов.

Причины, обусловившие различие концентраций урана (более чем на порядок) в щелочных и толеитовых базальтах, при современном уровне изученности проблемы могут быть найдены лишь с известной долей вероятности. Уран — элемент с чрезвычайно большим диапазоном концентраций в тех магматических породах, в которых зафиксированы различные этапы равновесия твердых фаз и расплава. Так, в метеоритах установлена амплитуда концентраций в пять порядков, в базальтах и в большинстве порфириновых вулканических пород — не менее двух-трех порядков, а в некоторых случаях такая же, как и в метеоритах. Существенно, что различия в кларках урана ультраосновных пород и гранитов составляют три порядка. Таким образом, отмечаемые различия концентраций урана в щелочных и толеитовых базальтах с этой точки зрения не являются чрезмерно большими. Очевидно, что общая причина больших амплитуд концентраций урана в магматических породах и их ассоциациях — малые величины комбинированного коэффициента распределения при процессах магматической кристаллизации и фракционирования.

Малые значения комбинированных коэффициентов распределения урана отражают прежде всего незначительную кристаллохимическую емкость кристаллических решеток породообразующих и многих аксессуарных минералов по отношению к урану. В то же время концентрация урана в вулканических стеклах на два — три порядка выше, чем в кристаллических решетках породообразующих минералов, и это различие, вероятно, возрастает с увеличением щелочности расплавов, закалка которых приводит к возникновению вулканических стекол [31,

39]. Последний вывод следует из некоторых фактических материалов и общих концепций, однако для конкретного анализа зависимости растворимости урана от щелочности расплава необходимы экспериментальные данные.

Согласно данным Д. Х. Грина, А. Э. Рингвуда [5] и Р. Дж. Балтитьюда, Д. Х. Грина [127], различия в щелочности базальтовых магм, образующихся при селективном плавлении мантии, связаны главным образом с различием в степени плавления вещества мантии (пиролита), причем для нефелинитовых расплавов эта величина, как предполагается, составляет 1—5%, а для толеитовых — около 30%. Нами выполнены расчеты с использованием уравнения Релея — Макфи, сделанные в предположении, что комбинированные коэффициенты распределения урана в ходе плавления остаются постоянными, а селективное плавление можно рассматривать как процесс, зеркальный по отношению к фракционной кристаллизации. Их результаты показывают, что предполагаемые различия в степени плавления мантии способны объяснить разницу в концентрации урана в базальтовых магмах (табл. 8).

Таблица 8

Отношение концентраций урана в базальтовых магмах, образовавшихся при различных степенях плавления вещества мантии и разных величинах комбинированных коэффициентов распределения

Степень плавления вещества мантии, %	Комбинированный коэффициент распределения урана		
	0,1	0,01	0,001
1 и 30	21,5	29,2	30,5
5 и 30	5,0	5,9	6,0

Из результатов расчетов следует также, что доминирующее влияние на отношение концентраций урана в базальтовых магмах разной щелочности должно оказывать различие степеней плавления мантии и сравнительно небольшое влияние — величина комбинированного коэффициента распределения. Однако такая интерпретация встречает ряд трудностей. Последние связаны прежде всего с отсутствием убедительного объяснения отдаления малых количеств жидкости (1—5%) от твердой фазы и с возражениями против возможности рассматривать селективное плавление как процесс, зеркальный по отношению к фракционной кристаллизации. В то же время мала вероятность того, что систематическое увеличение концентрации урана в глубинных щелочных магмах происходит за счет повторного переплавления «базальтовых» эколгитов главным образом из-за их малой распространенности. Однако любые доказательства их бо-

лее широкого распространения сделают такое предположение весьма вероятным.

При анализе проблемы изменения концентраций урана в различных по щелочности базальтовых магмах следует также учитывать возможность увеличения коэффициента распределения урана с глубиной [43, 117]. Заслуживает также анализа гипотеза возрастания роли закисного железа с глубиной в мантии [57]. Известно, что повышенная железистость лунных базальтов сопровождается и относительно высокой концентрацией урана [57].

Очевидной представляется общность причин, вызывающих повышенную щелочность и относительно высокие концентрации урана в базальтовых магмах. В то же время общность поведения урана, калия и большой группы «некогерентных» элементов при процессах фракционирования базальтовых магм [34, 36, 90] заставляет полагать, что эти общие причины связаны с магматическими процессами, в которых доминирующую роль играло фракционирование. Существенно, что обогащение относительно более щелочных типов пород, в том числе и базальтов, многими редкими элементами констатировано В. Гольдшмидтом [128] еще в начальный период накопления геохимических данных.

В ряде работ делались попытки сопоставить изменение концентраций урана в базальтовых магмах с тектоническими условиями развития региона, структурой коры и мантии и предполагаемой историей тектонического развития [33, 98]. Следует подчеркнуть, что тесная связь вариаций концентраций урана в базальтовых магмах с их щелочностью (и особенно с концентрацией калия) по существу сводит эту проблему к более общей проблеме связи щелочности базальтового магматизма с геотектоническими условиями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Базальты и долериты различных регионов СССР и зарубежных стран, в которых исследованы валовое содержание и пространственное распределение урана вариантом метод f-радиографии, составляют достаточно представительную выборку для земных базальтов и почти полностью отражают многообразие их генетических и геохимических типов. Это следует и из анализа достоверных опубликованных определений концентраций урана в базальтах (см. рис. 40). Исследование геохимии урана в базальтах и долеритах с применением метода f-радиографии, благодаря его высокой чувствительности, точности и разрешающей способности, дает новую геохимическую информацию.

Наиболее перспективным направлением исследования урана в базальтах представляется формационный подход. Анализ данных по базальтовым формациям приводит к выводу о целесообразности сопоставления понятия формации базальтов и связанных с ними пород с понятием дифференцированная серия.

Концентрация урана в неизменных базальтах варьирует в пределах полутора порядков величин — от $0,1 \cdot 10^{-4}$ до $(2 \div 4) \cdot 10^{-4} \%$. Концентрация урана непосредственно коррелируется со щелочностью базальтов и возрастает с повышением щелочности (особенно концентрации калия) в следующей последовательности: океанические толеиты $0,1 \cdot 10^{-4} \%$, континентальные толеиты $0,2 \cdot 10^{-4} \%$, щелочные оливиновые базальты океанические $0,7 \cdot 10^{-4} \%$ и континентальные $1,0 \cdot 10^{-4} \%$, базаниты и нефелиниты $1,9 \cdot 10^{-4} \%$. Молодые щелочные базальты и нефелиниты Африканских рифтов отличаются еще более высокими концентрациями урана.

Базальтовые магмы возрастающей щелочности, как об этом свидетельствуют геологические данные и результаты экспериментальных исследований при высоких давлениях, соответствуют увеличивающимся глубинам их выплавления из мантии.

С известной долей вероятности можно полагать, что доминирующим фактором, определяющим изменение концентраций урана в базальтах вместе с их щелочностью, является способ их образования, а не состав мантийных первоисточников. Оче-

видна общность причин, вызывающих повышенную щелочность и относительно высокие концентрации урана в базальтовых магмах. В частности, гипотеза различной степени плавления мантийного вещества как решающего фактора возникновения базальтовых магм различной щелочности [5] дает удовлетворительное объяснение вариаций концентраций урана (см. табл. 8). Однако в этом случае возникают некоторые трудности интерпретации в связи с обычно принимаемым допущением о механизме селективного плавления и способах разделения небольшого количества жидкости и твердого остатка.

В то же время влияние изменения состава мантии с глубиной нельзя исключать полностью. В связи с этим заслуживают анализа гипотезы повторных переплавлений [3] и увеличения роли закисного железа с глубиной, а также новые представления о составе ядра и нижней мантии [11, 13, 91].

Геологические закономерности распределения базальтов с различными концентрациями урана по существу определяются известными геологическими закономерностями распределения базальтов различной щелочности. Поскольку уран в базальтах распределен так же, как большая группа «некогерентных» элементов, характеризующихся сходным поведением в магматических процессах, те же закономерности справедливы и для всей этой группы элементов. Существенно, что еще в начальный период накопления данных о распределении редких элементов В. Гольдшмидтом [128] было отмечено обогащение многими редкими элементами щелочных типов пород, в том числе и базальтов.

Пространственное распределение урана в базальтах и долеритах определяется прежде всего режимом магматической кристаллизации. В обсидианах он распределен чрезвычайно равномерно, в ходе кристаллизации обогащает основную массу и на заключительных этапах кристаллизации — интерстиционные участки. В основной массе порфировых базальтов или в долеритах определенную роль в распределении урана играет также химизм магматических расплавов, что выражается, например, в появлении перовскита в нефелинитах Маймеча-Котуйской провинции, содержащих уран в повышенных количествах (см. рис. 19). Обогащение редкими элементами и появление фаз, в которые уран способен входить в значительных количествах на поздних стадиях кристаллизации, может быть также следствием процесса фракционирования.

Особенности поведения урана при кристаллизации базальтовых магм определяются низкими значениями и относительным постоянством его комбинированных коэффициентов распределения. Так, коэффициент распределения урана между вкрапленниками авгита и плагиоклаза и основной массой андезито-базальтов Курильских островов и Малого Кавказа, определенный нами методом f -радиографии, составляет 0,03 [39].

Коэффициент распределения между вкрапленниками авгита и основной массой базальтов Японии и Антарктики, определен- ный методом нейтронной активации, составляет $0,004 \div 0,08$. Концентрации урана в авгите меняются в пределах $(0,0067 \div \div 0,0238) \cdot 10^{-4}\%$ [115]. Концентрации урана в плагиоклазе ин- трузий Скаергаард, Бушвельд и Рам составляют $(0,012 \div \div 0,032) \cdot 10^{-4}\%$, в оливине — менее $0,005 \cdot 10^{-4}\%$ [116].

Пропорциональность логарифмов концентраций урана и дру- гих микрокомпонентов в породах дифференцированных серий позволяет при некоторых допущениях с помощью парных ло- гарифмических графиков рассчитать комбинированные коэф- фициенты распределения для микрокомпонентов, если эта ве- личина известна для урана [31, 32]. С помощью подобных рас- четов могут быть проверены некоторые петрологические гипотезы.

Вторичные процессы в различной мере изменяют валовые концентрации и характер первичного распределения урана в базальтах и долеритах. Хлоритизация обычно очень слабо влия- ет на распределение урана. Более интенсивное воздействие на распределение и концентрацию урана оказывают процессы сосюритизации, карбонатизации, мусковитизации и биотити- зации.

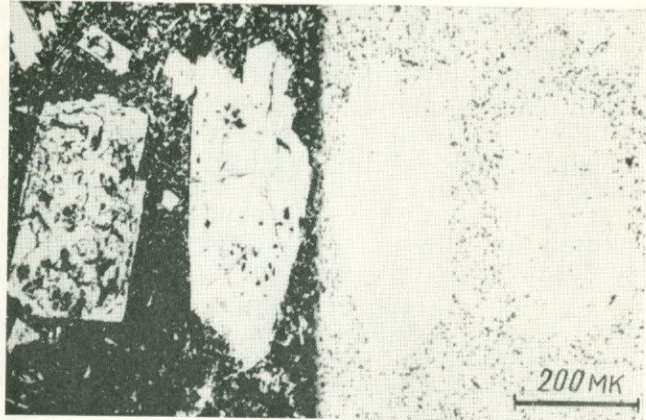


Рис. 2. Распределение урана в толеитовом андезито-базальте вулкана Эбеко (обр. 434).
Интегральный поток тепловых нейтронов — $1 \cdot 10^{16}$ нейтр./см²

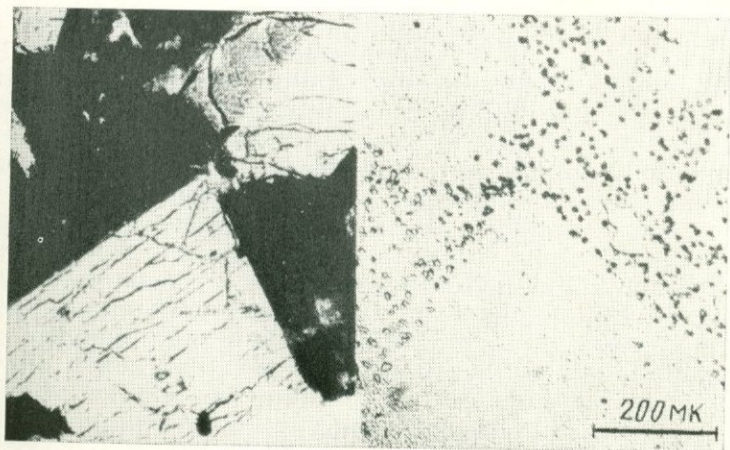


Рис. 3. Распределение урана в толеитовом андезито-базальте вулкана Менделеева (обр. 94).
Интегральный поток тепловых нейтронов — $5 \cdot 10^{16}$ нейтр./см²

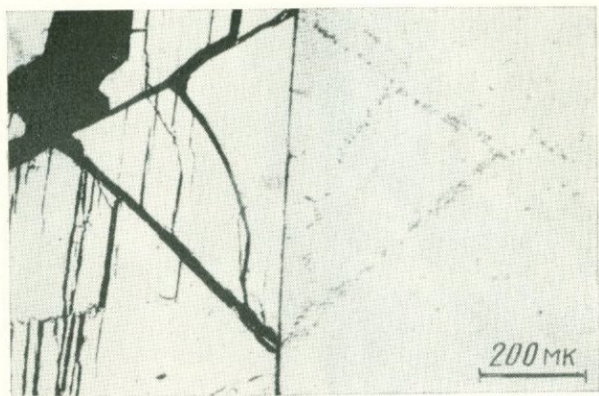


Рис. 4. Распределение урана во вкрапленнике плагиоклаза андезита вулкана Головнина (обр. 96).
Интегральный поток тепловых нейтронов — $5 \cdot 10^{16}$ нейтр./см²

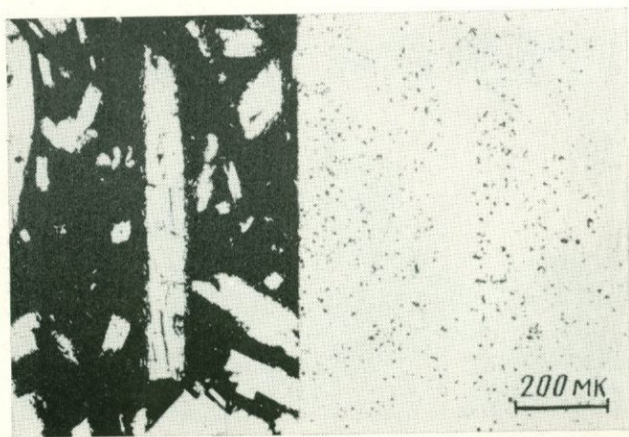


Рис. 5. Распределение урана в толентовом базальте вулкана Большая Удина (обр. 59).
Интегральный поток тепловых нейтронов — $1 \cdot 10^{16}$ нейтр./см²

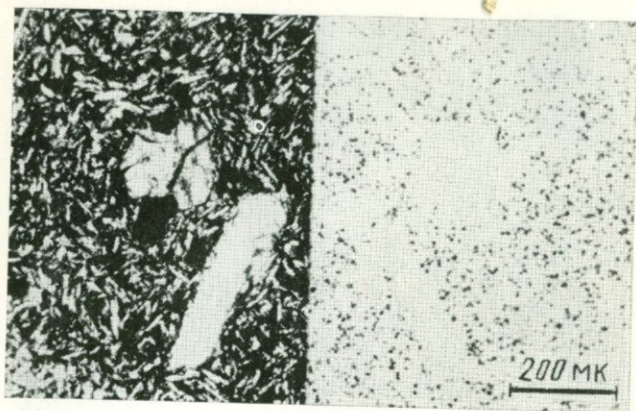


Рис. 6. Распределение урана в толентовом базальте с интерсертальной структурой основной массы вулкана Большая Удина (обр. 62).

Интегральный поток тепловых нейтронов — $1 \cdot 10^{16}$ нейтр./см²

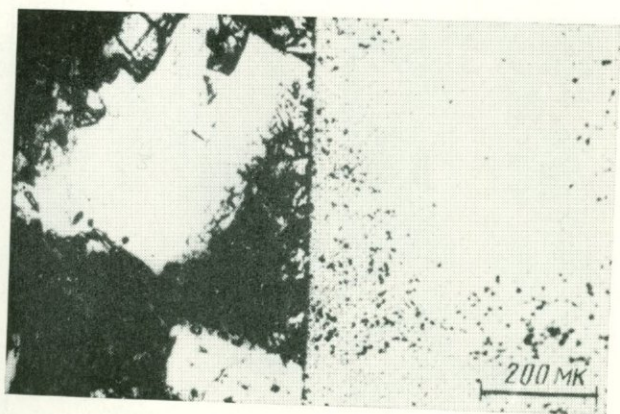


Рис. 7. Распределение урана в толентовом базальте с микродolerитовой структурой основной массы вулкана Большая Удина (обр. 61).

Интегральный поток тепловых нейтронов — $1 \cdot 10^{16}$ нейтр./см²

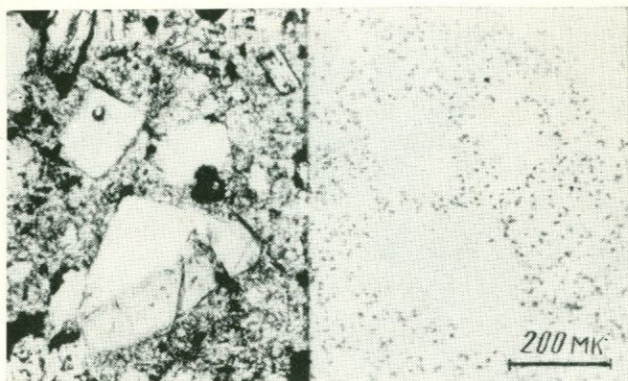


Рис. 8. Распределение урана в толентовом базальте с микролитовой структурой основной массы вулкана Большая Удина (обр. 117).

Интегральный поток тепловых нейтронов — $1 \cdot 10^{16}$ нейтр./см²

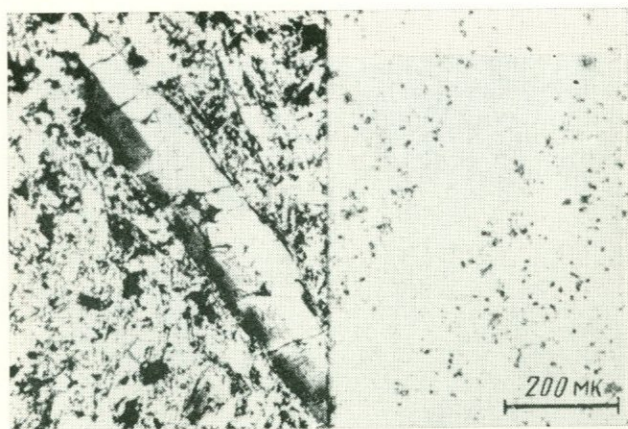


Рис. 9. Распределение урана в калиевом андезите с гипидиоморфнозернистой структурой основной массы вулкана Уксичан (обр. 71).

Интегральный поток тепловых нейтронов — $1 \cdot 10^{16}$ нейтр./см²

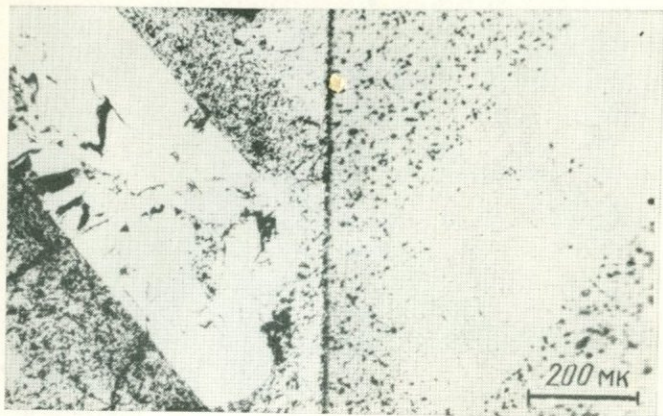


Рис. 10. Распределение урана в калевом андезите с пилотакситовой структурой основной массы вулкана Уксичан (обр. 70).

Интегральный тепловой поток — $1 \cdot 10^{16}$ нейтр./см²

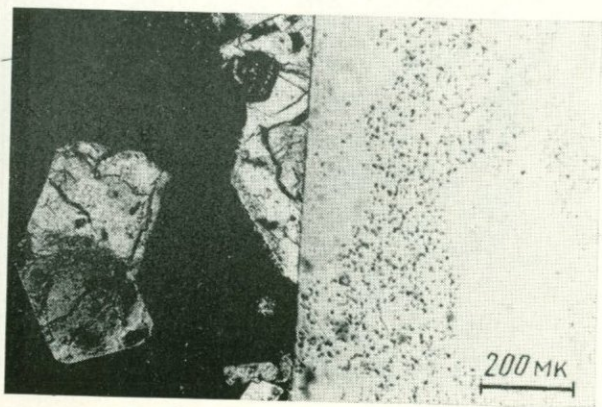


Рис. 11. Распределение урана в толеитовом андезито-базальте Закарпатья (обр. 20).

Интегральный поток тепловых нейтронов — $7,2 \cdot 10^{16}$ нейтр./см²



Рис. 12. Распределение урана в толеитовом долерите
вулкана Ара-Илер (обр. 881).

Интегральный поток тепловых нейтронов — $1 \cdot 10^{16}$ нейтр./см²



Рис. 13. Распределение урана в габбро-долерите р. Уч-
ми (обр. 102).

Интегральный поток тепловых нейтронов — $1 \cdot 10^{16}$ нейтр./см²

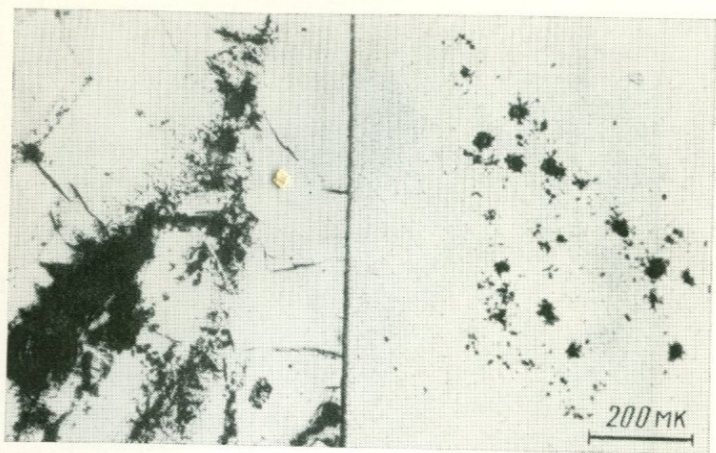


Рис. 14. Распределение урана в трохолитовом долерите р. Учами (обр. 109).

Интегральный поток тепловых нейтронов — $1 \cdot 10^{16}$ нейтр./см²

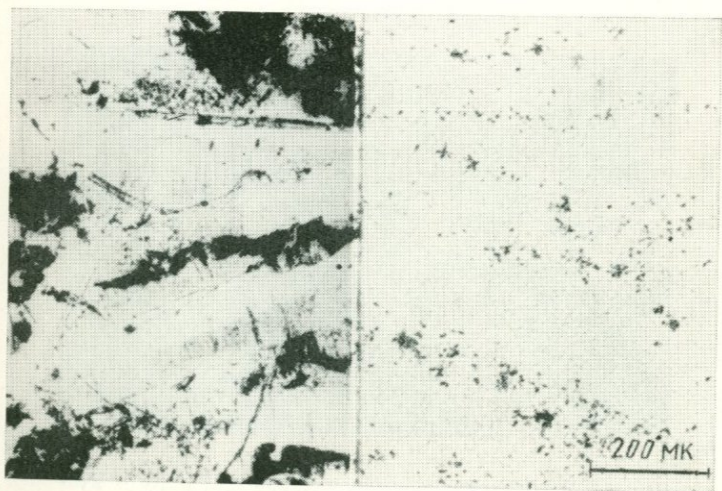


Рис. 15. Распределение урана в габбро-долерите р. Учами (обр. 100).

Интегральный поток тепловых нейтронов — $1 \cdot 10^{15}$ нейтр./см²

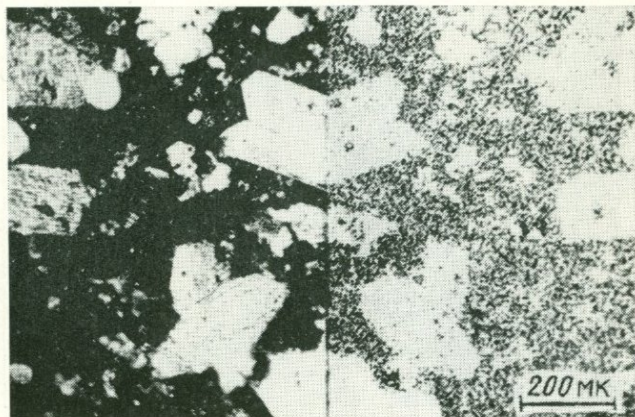


Рис. 16. Распределение урана в эпидейцит-ортоклазовом базальте вулкана Томмот Центрального Алдана (обр. 90).
Интегральный поток тепловых нейтронов — $5 \cdot 10^{16}$ нейтр./см²

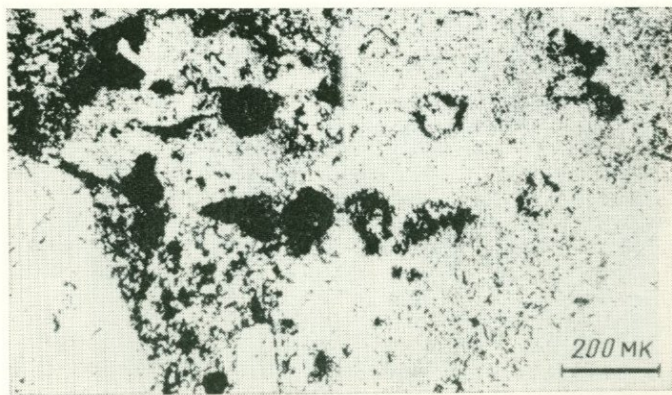


Рис. 17. Распределение урана в эпидейцит-ортоклазовом базальте вулкана Томмот Центрального Алдана (обр. 304/1).
Интегральный поток тепловых нейтронов — $1 \cdot 10^{16}$ нейтр./см²

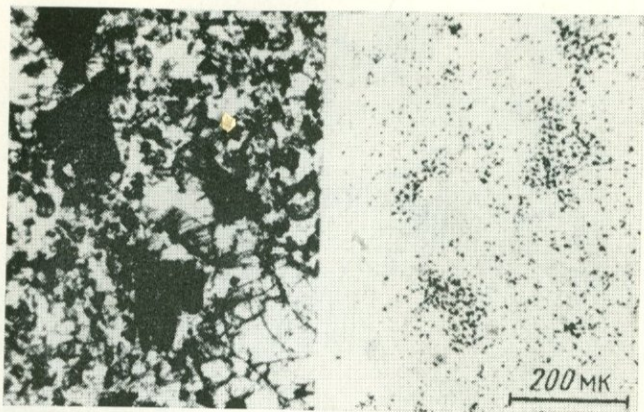


Рис. 18. Распределение урана в муджиерите острова Скай Шотландии (обр. 12).

Интегральный поток тепловых нейтронов — $7,2 \cdot 10^{15}$ нейтр./см²

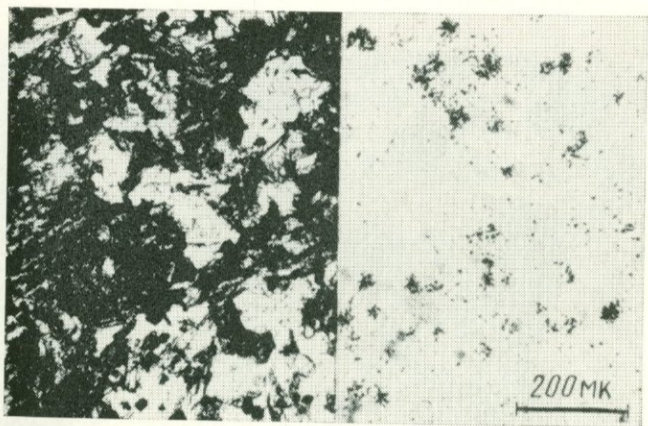


Рис. 19. Распределение урана в нефелините Маймеча-Котуйской провинции (обр. 24).

Интегральный поток тепловых нейтронов — $7,2 \cdot 10^{15}$ нейтр./см²

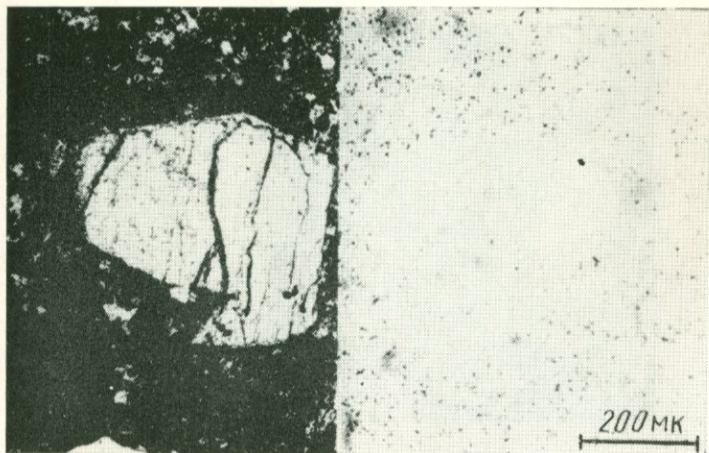


Рис. 20. Распределение урана в лимбургите Чешского кристаллического массива (обр. 4).
Интегральный поток тепловых нейтронов — $7,2 \cdot 10^{15}$ нейтр./см²

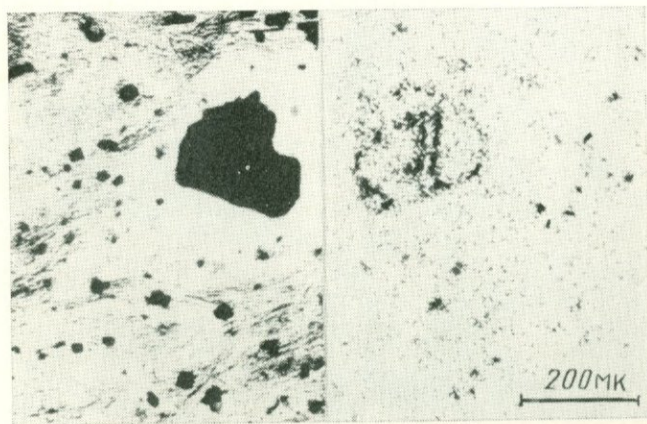


Рис. 21. Распределение урана в трахинолите острова Тенериф (обр. 18).
Интегральный поток тепловых нейтронов — $7,2 \cdot 10^{15}$ нейтр./см²

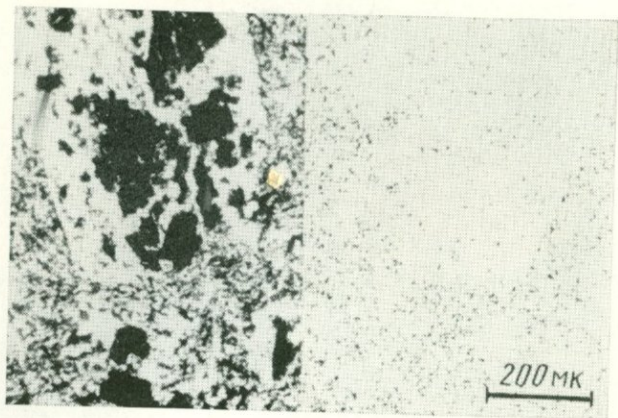


Рис. 22. Распределение урана в трахите Маймеча-Котуйской провинции (обр. 28).
Интегральный поток тепловых нейтронов — $7,2 \cdot 10^{15}$ нейтр./см²

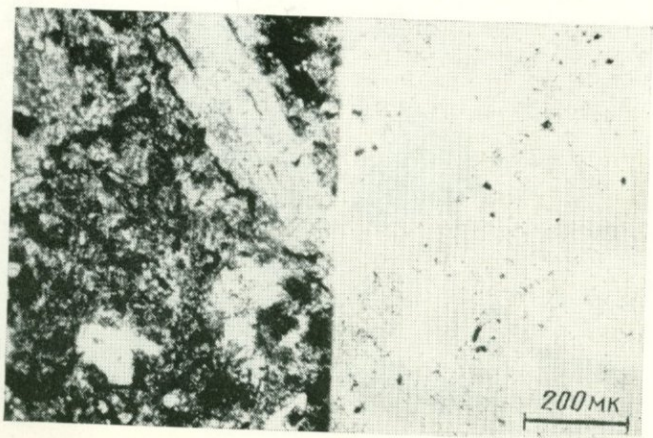


Рис. 23. Распределение урана в бастнаезите Чешского кристаллического массива (обр. 9).
Интегральный поток тепловых нейтронов — $7,2 \cdot 10^{15}$ нейтр./см²

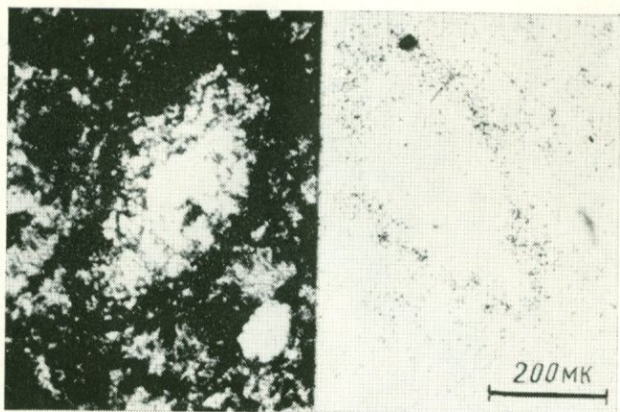


Рис. 24. Распределение урана в щелочно-трахитовом игнимбрие вулкана Томмот Центрального Алдана (обр. 111/2).

Интегральный поток тепловых нейтронов — $1 \cdot 10^{16}$ нейтр./см²

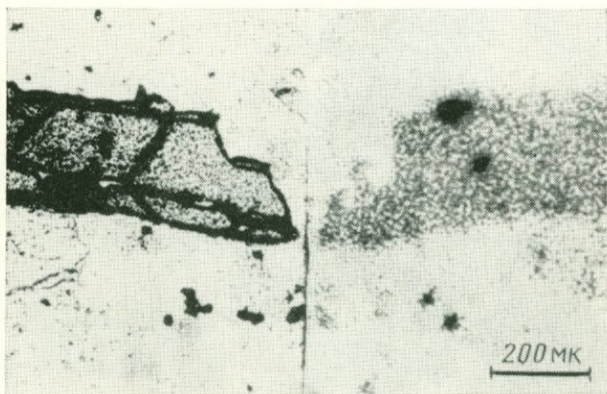


Рис. 25. Распределение урана в порфировидном сиенито-диорите массива Инагли Центрального Алдана (обр. 1038).

Интегральный поток тепловых нейтронов — $1 \cdot 10^{16}$ нейтр./см²

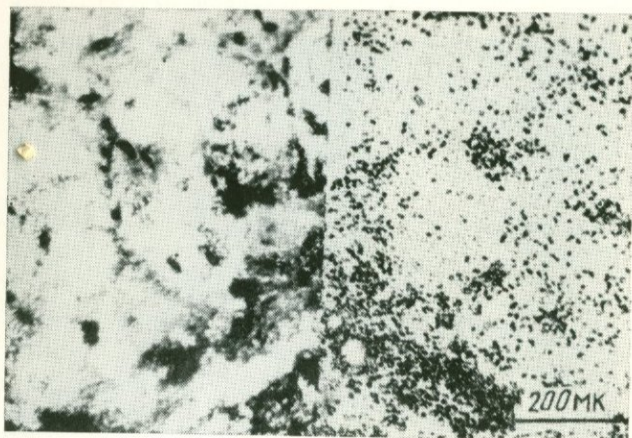


Рис. 26. Распределение урана в биотитизированном фоновом вулкане Якокут Центрального Алдана (обр. 93).
Интегральный поток тепловых нейтронов — $5 \cdot 10^{16}$ нейтр./см²

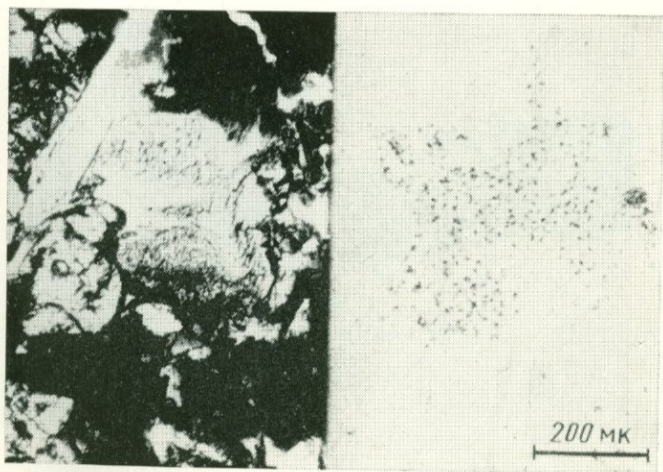


Рис. 27. Распределение урана в субщелочном габбро-долерите р. Учамы (обр. 107).
Интегральный поток тепловых нейтронов — $1 \cdot 10^{16}$ нейтр./см²

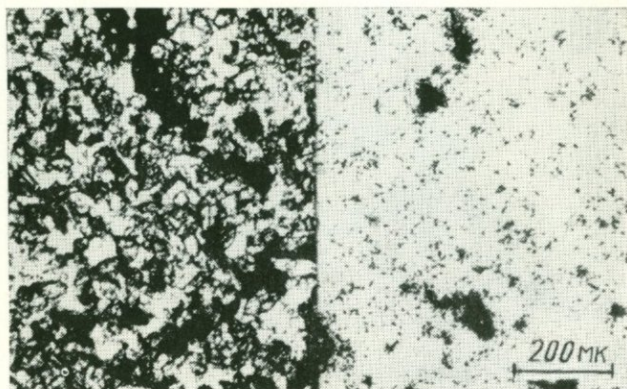


Рис. 28. Распределение урана в габбро-долерите р. Уч-ми (обр. 111).

Интегральный поток тепловых нейтронов — $1 \cdot 10^{16}$ нейтр./см²

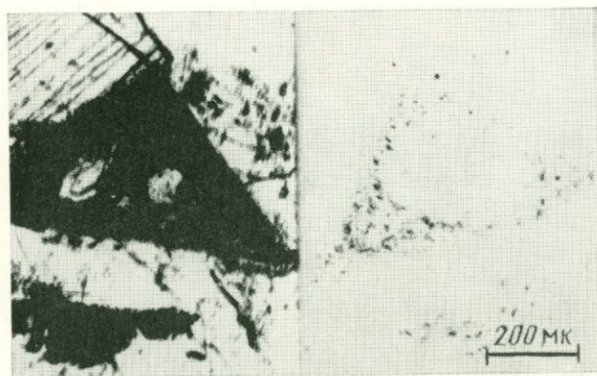


Рис. 29. Распределение урана в габбро-долерите р. Уч-ми (обр. 115).

Интегральный поток тепловых нейтронов — $1 \cdot 10^{16}$ нейтр./см²

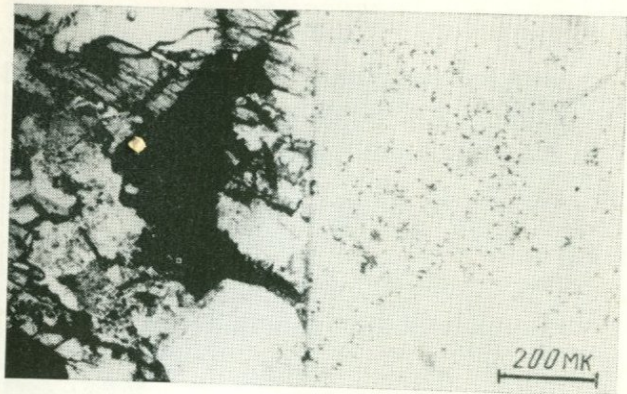


Рис. 30. Распределение урана в субшелочном габбро-
долерите р. Учами (обр. 116).
Интегральный поток тепловых нейтронов — $1 \cdot 10^{16}$ нейтр./см²

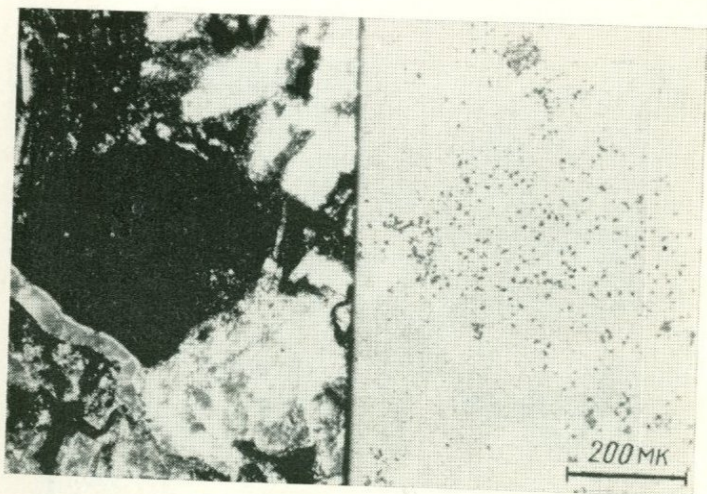


Рис. 31. Распределение урана в габбро-долерите р. Учами
(обр. 118).
Интегральный поток тепловых нейтронов — $1 \cdot 10^{16}$ нейтр./см²

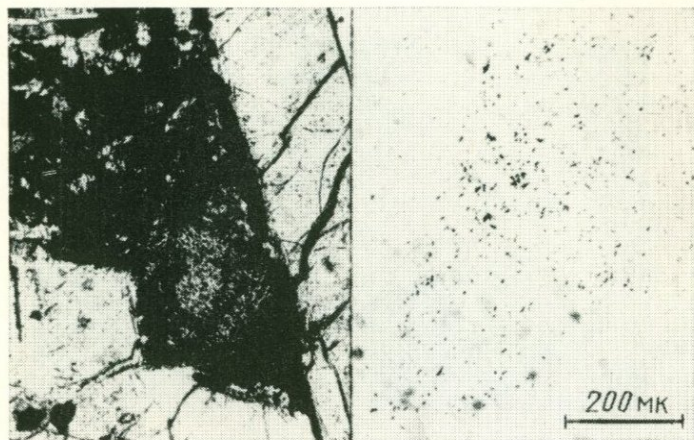


Рис. 32. Распределение урана в андезито-базальте Кузнецкого Алатау (обр. 34).

Интегральный поток тепловых нейтронов — $7,2 \cdot 10^{15}$ нейтр./см²

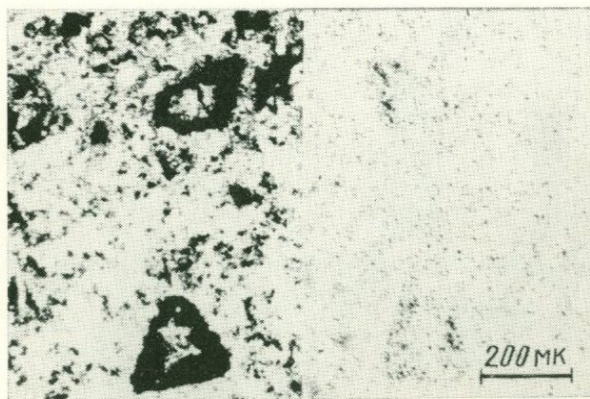


Рис. 33. Распределение урана в трахите Кузнецкого Алатау (обр. 7).

Интегральный поток тепловых нейтронов — $7,2 \cdot 10^{15}$ нейтр./см²

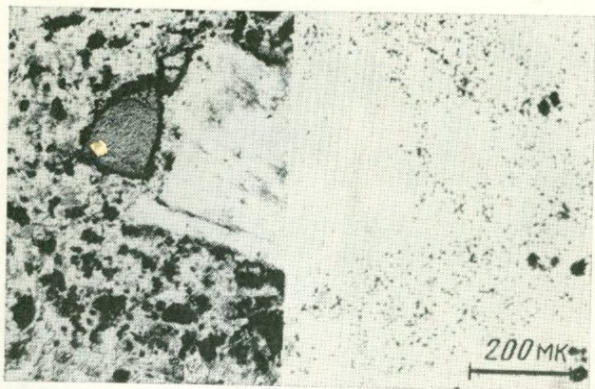


Рис. 34. Распределение урана в берешите Кузнецкого Алатау (обр. 2).
Интегральный поток тепловых нейтронов — $7,2 \cdot 10^{15}$ нейтр./см²

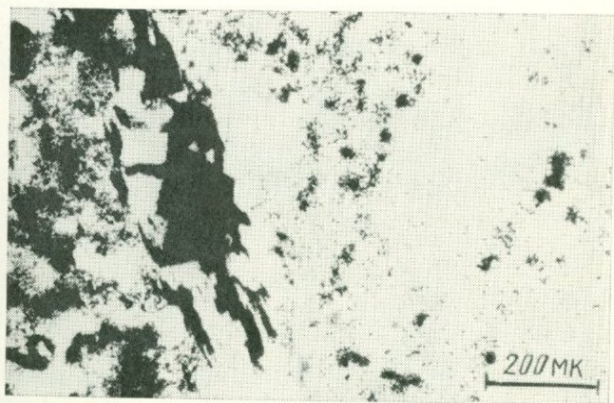


Рис. 35. Распределение урана в измененном фенолите Чешского кристаллического массива (обр. 25).
Интегральный поток тепловых нейтронов — $7,2 \cdot 10^{15}$ нейтр./см²

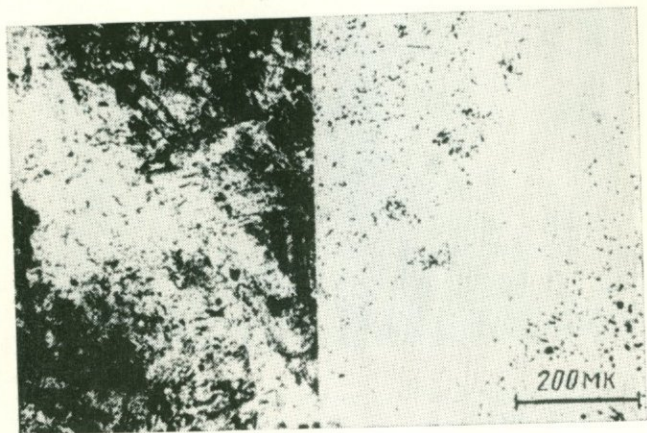


Рис. 36. Распределение урана в мончиките Чешского кристаллического массива (обр. 29).
Интегральный поток тепловых нейтронов — $7,2 \cdot 10^{15}$ нейтр./см²

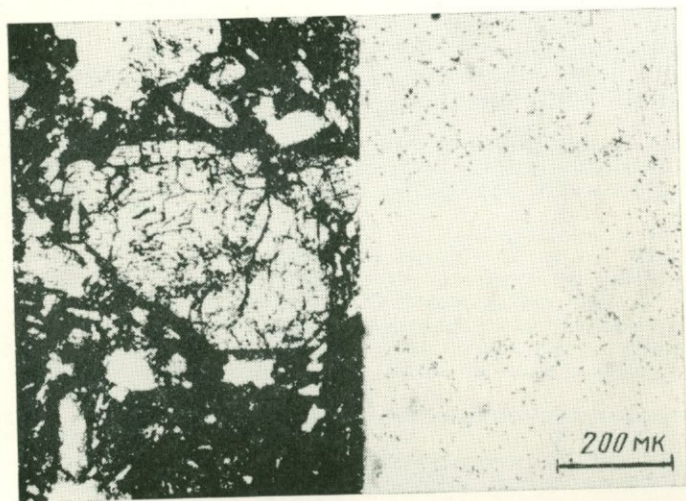


Рис. 37. Распределение урана в измененном лимбургите Чешского кристаллического массива (обр. 15).
Интегральный поток тепловых нейтронов — $7,2 \cdot 10^{15}$ нейтр./см²

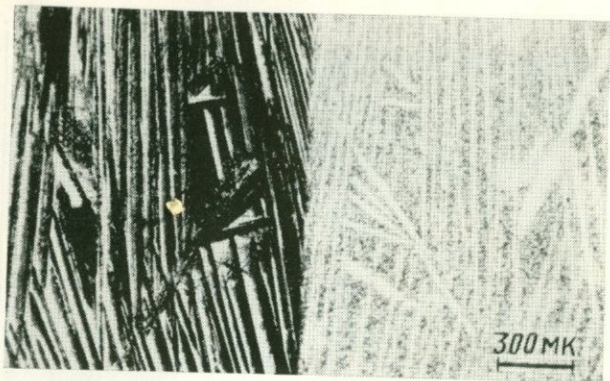


Рис. 38. Распределение урана в частично раскристаллизованном стекле базальтового состава, охлажденном в печи Таммана.

Интегральный поток тепловых нейтронов — $1 \cdot 10^{16}$ нейтр./см²

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. Пер. с англ. М., ОНТИ, 1934.
2. Иодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. Пер. с англ. М., «Мир», 1965.
3. Соболев В. С. Строение верхней мантии и способы образования магмы. М., «Наука», 1973.
4. Виноградов А. П., Ярошевский А. А. О физических условиях зонного плавления в оболочках земли. — «Геохимия», 1965, № 7.
5. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Петрология верхней мантии. Пер. с англ. М., «Мир», 1968.
6. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. Пер. с англ. М., «Мир», 1972.
7. Хитаров Н. И., Пугин В. А., Слудский А. Б. Эволюция толеитовых магм в глубинных условиях. — В кн.: I Междунар. геохим. конгресс, т. 1. Магматический процесс. М., изд. Ин-та геохимии аналит. химии АН СССР (ротапринт), 1972.
8. Кадик А. А., Хитаров Н. И., Лебедев Е. Б. Вода в магматических расплавах. М., «Наука», 1971.
9. Кадик А. А. Физико-химические условия, определяющие поведение воды и углекислоты в магмах основного и кислого состава при их движении к поверхности земли. — Дисс. на соиск. уч. степ. доктора геол.-минер. наук. М., Ин-т геохимии и аналит. химии АН СССР, 1973.
10. Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Дисс. на соиск. уч. степ. доктора геол.-минер. наук. М., Ин-т геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, 1970.
11. Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов. — В кн.: I Междунар. геохим. конгресс, т. 2. Метаморфический и метасоматический процессы. М., изд. Ин-та геохимии и аналит. химии АН СССР (ротапринт), 1972.
12. Кравченко С. М. Механизмы фракционирования калия и рубидия при дифференциации базальтовых магм. — В кн.: I Междунар. геохим. конгресс, т. 1. Магматический процесс. М., изд. Ин-та геохимии и аналит. химии АН СССР (ротапринт), 1972.
13. Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М., «Наука», 1973.
14. Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968.
15. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.
16. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1969.
17. Энгель А. Е. Дж., Энгель Ц. Г. Горные породы ложа океана. — В кн.: Основные проблемы океанологии. Пер. с англ. М., «Наука», 1968.
18. Дмитриев Д. В. Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов. Дисс. на соиск. уч. степ. доктора геол.-минер. наук. М., Ин-т геохимии и аналит. химии АН СССР, 1973.

19. Кузнецов Ю. А. Главнейшие типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
20. Кутюлин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. М., «Наука», 1972.
21. Беляевский Н. А. Связь строения поверхности верхней мантии с крупными структурными элементами земной коры на территории СССР. — В кн.: Кора и верхняя мантия земли; XIII сессия Междунар. геол. конгресса. М., «Наука», 1968.
22. Кузнецов Ю. А. Магматические формации и их классификация. — Проблема 13. Докл. сов. геологов на XXI сессии Междунар. геол. конгресса. М., Изд-во АН СССР, 1960.
23. Иванов В. В. О парагенезисах гидротермальных месторождений и их геохимических особенностях и возможных источниках оруденения. — «Труды Ин-та минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов», вып. 10. М., Изд-во АН СССР, 1963.
24. Шипулин Ф. К. О связи гидротермальных месторождений халькофильных элементов с базальтовой магмой. — В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., «Наука», 1972.
25. Смирнов В. И. Глубинные источники рудного вещества эндогенных месторождений. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 5.
26. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М., «Наука», 1966. Авт.: В. И. Герасимовский, В. П. Волков, Л. Н. Когарко и др.
27. Кравченко С. М., Власова Е. В. Щелочные породы Центрального Алдана (по мат-лам изучения акцессорных минералов). М., «Наука», 1962.
28. Белоусов В. В. Взаимоотношение между корой и верхней мантией. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.
29. Рингвуд А. Э. Состав и эволюция верхней мантии. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. Пер. с англ. М., «Мир», 1972.
30. Поляков А. И., Соборнов О. П. Распределение тория, урана и калия в вулканических породах Восточно-Африканской рифтовой зоны. — «Геохимия», 1971, № 9.
31. Кравченко С. М. Кислотно-основное взаимодействие компонентов при формировании эффузивных базальтовых дифференцированных серий. — «Докл. АН СССР», т. 186, № 1, 1969.
32. Кравченко С. М., Семенов Г. С. Гамма-спектрометрическое определение урана, тория и калия в кайнозойских базальтах, андезитах и дацитах Курильских островов и Малого Кавказа. — «Докл. АН СССР», т. 193, № 2, 1970.
33. Золотарев Б. П., Кравченко С. М., Соболев С. Ф. О корреляции содержания калия и урана в четвертичных базальтоидах Большой Курильской островной дуги с глубиной поверхности Мохоровичича. — В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., «Наука», 1973.
34. Кравченко С. М. Геохимические особенности кайнозойских базальтоидов островных дуг и континентов. — В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, «Наукова думка», 1971.
35. Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., «Наука», 1967.
36. Кравченко С. М. К геохимии дифференцированных базальтоидных серий. — В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., «Наука», 1973.
37. Чердынцев В. В. Изотопная вулканология. М., «Наука», 1973.
38. Берзина И. Г. Выявление пространственного распределения и определение концентрации некоторых элементов в минералах и горных породах методом регистрации многозарядных ионов и α -частиц. — Дисс. на соиск. уч. степ. доктора физ.-матем. наук. Всесоюз. науч.-исслед. ин-т ядерной геофизики и геохимии, 1972.
39. Определение концентрации урана и его пространственного распределения в кайнозойских базальтах по следам от осколков деления. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 8. Авт.: И. Г. Берзина, С. М. Кравченко, М. Ю. Гуревич и др.

40. Берзина И. Г., Кравченко С. М. Изучение пространственного распределения урана в базальтах, щелочно-трахитовых игнимбритах и сиенитах методом γ -радиографии. — «Докл. АН СССР», т. 193, № 1, 1970.
41. Берзина И. Г., Кравченко С. М. Поведение урана при кристаллизации толеитовых и щелочных континентальных базальтов (по данным γ -радиографии). — В кн.: I Междунар. геохим. конгресс, т. 1. Магматический процесс. М., изд. Ин-та геохимии и аналит. химии АН СССР (ротапринт), 1971.
42. О характере распределения урана в гипербазитах рифтовых зон Индийского океана. — «Геохимия», 1973, № 2. Авт.: А. Н. Комаров, А. С. Житков, Л. В. Дмитриев и др.
43. Комаров А. Н., Житков А. С. О содержании урана в минералах-вкрапленниках и глубинных ксенолитах кимберлитов Якутии. — В кн.: I Междунар. геохим. конгресс, т. 2. Метаморфический и метасоматический процессы. М., изд. Ин-та геохимии и аналит. химии АН СССР (ротапринт), 1972.
44. Определение концентрации урана и его пространственного распределения в минералах и горных породах. — «Атомная энергия», т. 23, № 6, 1967. Авт.: И. Г. Берзина, И. Б. Берман, М. Ю. Гурвич и др.
45. Гурвич М. Ю. Приготовление и хранение эталонных растворов для определения нейтронных потоков при анализе делящихся элементов. — В сб. Недеструктивный активационный анализ некоторых видов минерального сырья и применяемая аппаратура. М., «Недра», 1971.
46. Чернышев И. В., Шанин Л. Л. Определение микроколичеств свинца и урана методом изотопного разбавления. — В сб. Мат-лы к III семинару по методам определения возраста минералов и горных пород. Л., 1967.
47. Хлебников Г. И., Дергунов Е. П. Получение толстых слоев тория, урана, нептуния, плутония и америция. — «Атомная энергия», т. 9, № 5, 1964.
48. Берзина И. Г., Гурвич М. Ю. Определение содержания и пространственного распределения тория в минералах и горных породах по следам от осколков деления. — «Докл. АН СССР», т. 207, № 6, 1972.
49. Венецкий И. Г., Кильдишев Г. С. Основы математической статистики. М., Госстатиздат, 1963.
50. Берзина И. Г., Доломанова Е. И. Ураноносность касситеритов, определенная по следам от осколков деления урана. — «Докл. АН СССР», т. 175, № 1, 1967.
51. Берзина И. Г., Елисеева О. П., Попенко Д. П. Закономерности распределения урана в интрузивных породах Северного Казахстана. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 7.
52. Воробьева О. А., Ефремова С. В. Вопросы систематики изверженных горных пород. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 8.
53. Нокколдс Р. Н., Аллен А. Х. Геохимические наблюдения. Пер. с англ. М., ИЛ, 1958.
54. Лодочников В. Н. Простейшие способы изображения многокомпонентных систем. — «Изв. Ин-та физ.-хим. анализа», т. 2, вып. 2, 1924.
55. Основные проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. — В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, изд. Уральского геол. центра, 1971. Авт.: Д. С. Штейнберг, Г. Б. Ферштатер, Н. С. Бородин и др.
56. Кравченко С. М., Гладких В. С. Опыт классификации щелочных базальтоидов и производных базальтовых магм. — «Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы», т. 12, вып. 6, 1966.
57. Гаст П. В. Химия земных и лунных базальтовых пород. Пер. с англ. М., «Наука», 1973.
58. Шатский Н. С. Парагенезис осадочных и вулканических пород и формаций. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1960, № 5.
59. Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения). — «Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол.», т. 27, вып. 5, 1952.
60. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Пер. с англ. М., ИЛ, 1961.

61. Гладких В. С. Некоторые вопросы петрологии щелочных оливни-
вых базальтов (на примере Маймеча-Котуйской провинции и Кузнецкого Ала-
тау). — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 9.
62. Билибин Ю. А. Послеюрские интрузии Алданского района. — В кн.:
Петрография СССР. Сер. 1. Региональная петрография, вып. 10. М., изд-во
АН СССР, 1940.
63. Егоров Л. С. Происхождение и формационный состав Маймеча-
Котуйского магматического комплекса. — В кн.: Карбонатиты и щелочные
породы севера Сибири. Л., Науч.-исслед. ин-т геологии Арктики (ротапринт),
1970.
64. Пущаровский Ю. М. Введение в тектонику тихоокеанского сег-
мента земли. М., «Наука», 1972.
65. Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение
Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965.
66. Беляевский Н. А., Родников А. Г. Островные дуги Дальнего
Востока. — В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных зон. М.,
«Наука», 1972.
67. Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. М., «Наука»,
1961.
68. Додин Д. А., Батуев Б. Н. Геология и петрология талнахских
дифференцированных интрузий и их метаморфического ореола. — «Труды
науч.-исслед. ин-та геологии Арктики», т. 167. Л., «Недра», 1971.
69. Общие черты строения земной коры переходной зоны. — В кн.:
Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Ти-
хому океану. М., «Наука», 1964. Авт.: И. П. Косьминская, С. М. Зверев,
П. С. Вейцман и др.
70. Тимербаева К. М. Петрология ключевских вулканов на Камчатке.
М., «Наука», 1967.
71. Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967.
72. Гущин А. В., Кравченко С. М., Петрова М. А. Новые данные
по геологии и петрологии вулкана Ишхансар (Малый Кавказ). — В кн.:
Петрология и металлогения базитов. М., изд. Ин-та геологии рудных место-
рождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР (ротапринт), 1968.
73. Ширинян К. Г., Аджимамудов Э. Б. Тектонические условия
вулканических проявлений Армении (по данным геофизических исследова-
ний). — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М., «Наука», 1966.
74. Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизи-
ческим данным. М., «Недра», 1967.
75. Глубинная тектоника древних платформ северного полушария. М.,
«Наука», 1971. Авт.: П. Н. Кропоткин, Б. М. Вамеев, Р. А. Гардеев и др.
76. Годлевский М. Н. Источники оруденения, связанного с траппами
Сибирской платформы. — «Труды Науч.-исслед. ин-та геологии Арктики»,
т. 151. Л., «Недра», 1967.
77. Кравченко С. М. О юрских кальдерах проседания Центрального
Алдана. — «Докл. АН СССР», т. 135, № 6, 1960.
78. Кравченко С. М. Богатые калием лавы и игнимбриты юрских
вулканов Центрального Алдана. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1972, № 4.
79. Максимов Е. П. Естественные ассоциации мезозойских извержен-
ных пород Алданского щита. Дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук.
Новосибирск, Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1973.
80. Ханн В. Е. Региональная геотектоника. М., «Недра», 1971.
81. Кебезинская В. В. Кайнозойские щелочные базальты Монго-
лии. — В кн.: Ассоциации вулканических пород Монгольской республики. М.,
«Наука», 1973.
82. Белов В. А. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М., Изд-во
АН СССР, 1963.
83. Тектоника Евразии. Под ред. А. Л. Яншина. М., «Наука», 1969.
84. Жук-Почекутов К. А., Гладких В. С., Леонтьев Л. Н.
Ассоциации щелочных базальтоидов — базальтов Маймеча-Котуйской вулкано-
плутонической формации (геолого-петрографический очерк). — В кн.: Петро-

логия и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М., «Наука», 1965.

85. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и северной Карелии. М., «Недра», 1965. Авт.: А. А. Кухаренко, М. П. Орлова, А. Г. Булах и др.

86. Поляков А. И. Геохимия тория в щелочных породах Кольского полуострова. М., «Наука», 1970.

87. Пожарицкая Л. К., Самойлов В. С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М., «Наука», 1972.

88. Комаров А. Н., Житков А. С. Уран в ксенолитах ультраосновного состава из базальтов. — В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах, ч. II. Новосибирск, изд. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР (ота-принт), 1972.

89. Берзина И. Г., Лутц Б. Г., Акимов А. П. Содержание и распределение урана в породах глубинных зон земной коры и верхней мантии. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 1.

90. Heier K. S., Rogers W. Radiometric determination of thorium, uranium and potassium in basalts and two magmatic differentiation series. — „Geochim. Cosmochim. Acta“, 1963, vol. 27, No 2.

91. Hall H. T., Murthy V. R. The early chemical history of earth, a some critical elemental fractionations. — „Earth. Planet. Sci. Lett.“, 1971, vol. 11.

92. Engel A. E. J., Engel C. G., Havens R. G., Chemical characteristic of Oceanic basalts and the upper mantle. — „Bull. Geol. Soc. America“, 1965, vol. 76.

93. Gast P. W. Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. — „Geochim. Cosmochim. Acta“, 1968, vol. 32, No 10.

94. Philippotts Y. A., Schnetzler C. C. Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba with applications to anortosite and basalt genesis. — „Geochim. Cosmochim. Acta“, 1970, vol. 34, No 3.

95. Shaw D. M. Development of the early continental crust. Part 1. Use of trace element distribution coefficient models for the Protoarchean crust. — „Can. J. Earth. Sci.“, 1972, vol. 9, No 12.

96. Fischer K. E. Uranium content and radiogenic ages of hypersthene, bronsite, amphoterite and carbonaceous chondrites. — „Geochim. Cosmochim. Acta“, 1972, vol. 36, No 1.

97. Heier K. S., Compston W., McDougall J. Thorium and uranium concentration and isotop composition of strontium in the differentiated Tasmanian dolerites. — „Geochim. Cosmochim. Acta“, 1965, vol. 29, No 3.

98. Compston W., McDougall J., Heier K. S. Geochemical comparison of the mesozoic basaltic rocks of Antarctica, South Africa, South America and Tasmania. — „Geochim. Cosmochim. Acta“, 1968, vol. 32, No 2.

99. Heier K. S. Uranium contents in deep crustal material. — „Science“, 1965, vol. 167, No 3867.

100. Heier K. S., Adams Y. A. S. Concentration of radioactive elements in deep crustal material. — „Geochim. Cosmochim. Acta“, 1965, vol. 29, No 1.

101. Cheminee J. L. Distribution de l'uranium, du thorium et du potassium dans les lavas de la Dankalic (Ethiopie) incidences magmatologiques. — „C. Acad. Sci.“, 1969, No 13.

102. Uranium, thorium and potassium content of rocks in Japan. 1. Rocks from Chugoku district. — „J. Jap. Ass. Miner. Petrol. and Econ. Geol.“, 1968, vol. 59, No 5, Auth.: S. Nishimura, S. Yagi, K. Katsura a. o.

103. Tilton G. R., Reed R. W. Radioactive heat production in rocks. — In book: Earth sci. and meteoritics, 1963.

104. Tatsumoto M., Hedge C. E., Engel A. E. Y. Potassium, rubidium, strontium, thorium, uranium and ratio of strontium 87 to strontium 86 in oceanic tholeiitic basalts. — „Science“, 1965, vol. 150.

105. Fischer D. E. Homogenized fission track analysis of uranium in some ultramafic rocks of known potassium content. — „Geochim. Cosmochim. Acta“, 1970, vol. 34, No 5.

106. Price P. B., Walker R. M. A simple method of measuring low uranium concentration natural crystals. — „Appl. Phys. Lett.“, 1963, vol. 2, No 2.
107. Rittman A. On the serial character of igneous rocks. — „Egypt J. Geol.“, 1957, vol. 1, No 1.
108. Larsen E. S. Igneous rocks of the Highwood mountains. — „Bull. Geol. Soc. America“, 1941, vol. 52, No 11.
109. Kushiro J., Kuno H. Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks. — „J. Petrol.“, 1963, vol. 4, No 1.
110. Manson V. Geochemistry of basaltic rocks: major elements. „Basalt“, 1967.
111. Green D. H., Morgan Y. W., Heier K. S. Thorium, uranium and potassium abundances in peridotite inclusions and their host basalts. — „Earth and Planett. Science Letters“, 1968, vol. 4, No 2.
112. Baily E. B., Thomas H. H. Tertiary and post-tertiary geology of Mull, Loch Aline and Oban. — „Geol. Surv. Scotland Mem.“, 1942.
113. Richey Y. E. The tertiary volcanic districts. — „Brit. Region. Geol. Scotland“. Edinburg, 1935.
114. McIntire W. L. Partition coefficient: review of theory and implications in geology. — „Geochim. Cosmochim. Acta“, 1963, vol. 27, No 13.
115. Nagasama H., Wakita H. Partition of uranium and thorium between augite and host lavas. — „Geochim. Cosmochim. Acta“, 1968, vol. 32, No 4.
116. Henderson P., Makinon A., Gale N. H. The distribution of uranium in some basic igneous cumulates and its petrological significance. — „Geochim. Cosmochim. Acta“, 1971, vol. 35, No 4.
117. Seitz M., Shimizu N. Partition of uranium between piroxene and liquid at high pressures by fission track mapping. — In book: Intern. Confer. on Distr. and Partition of Trace Elem. and Origin of Volcanic Rocks. Newport, Rhode Island, USA, 1972
118. Trace element partition between two pyroxenes and the host lavas. — „Earth and Planett. Science Letters“, 1969, vol. 5, No 1. Auth.: N. Onuma, H. Highuchi, H. Wacita a. o.
119. Albarede F., Bottiaga Y. Kinetic disequilibrium in trace element partitioning between phenocrysts and host lavas. — „Geochim. Cosmochim. Acta“, 1972, vol. 36, No 2.
120. Shaw D. M. Theory and reality of trace element partitioning in heterogeneous phase systems. — In book: Intern. Confer. on Distr. and Partition of Trace Elem. and Origin of Volcanic Rocks. Newport, Rhode Island, USA, 1972.
121. Heier K. S., McDougall J., Adams J.A.S. U, Th and K in Hawaiian lavas. — „Nature“, 1964, vol. 201, No 4916.
122. Turekian K. V., Wedepol K. H. Distribution of the elements in the some major units of the earth's crust. — „Bull. Geol. Soc. America“, 1961, vol. 72, No 2.
123. Rogers J.J.W., Adams J.A.S. Uranium in „Handbook of Geochemistry“. vol. 2, 1967.
124. Uranium and thorium contents in ultrabasic rocks. — „Earth and Planett. Science Letters“. 1967, vol. 2, 2, No 4. Auth.: H. Wacita, H. Nagasawa, S. Uyeda a. o.
125. Uranium distribution in separated clinopyroxenes from four eclogites. — „Science“, 1969, vol. 165, No 3888, Auth.: K. C. Condie, C. S. Kuo, R. M. Walker a. o.
126. Tatsumoto M., L. O. Nicolayesen. Distribution of Lead, Uranium and Thorium in Eclogite Inclusion in Kimberlite. — „EOS“, 1969, vol. 50, No 4.
127. Bultitude R. J., Green D. Experimental studies at high pressures on the origin of olivin nephelinite and olivin melilite nephelinite magmas. — „Earth and Planett. Science Letters“, 1968, vol. 3.
128. Goldschmidt V. M. Geochemistry. Oxford, 1952.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
Глава I. Методика f-радиографии	13
Глава II. Вопросы систематики базальтов и представительность изученных объектов	21
Океанические острова	31
Островные дуги	33
Подвижные пояса	41
Платформенные области	43
Области активизации	45
Глава III. Пространственное распределение урана в базальтах и долеритах и связанных с ними породах	48
Породы островных дуг	50
Породы подвижных поясов	55
Породы платформенных областей	58
Породы областей активизации	61
Породы, генетически связанные с базальтами	63
Породы, измененные вторичными процессами	67
Глава IV. Коэффициент распределения урана между вкрапленниками и основной массой базальтов	75
Глава V. Содержание урана в различных типах базальтов и долеритов	81
Заключение	91
Список литературы	113

Свет Моисеевич Кравченко,

Ирина Григорьевна Берзина

Редактор издательства *Ф. Н. Чумакова*

Обложка художника *Г. А. Петрова*

Технический редактор *Н. В. Жидкова*

Корректор *Н. Н. Власова*

Сдано в набор 28/X 1974 г. Подписано в печать
17/IV 1975 г. Т-06691 Формат 60×90¹/₁₆
Бумага № 2 + мел. Печ. л. 7,5 Уч.-изд. л. 7,71
Тираж 1000 экз. Заказ № 880/11719—3 Цена 84 коп.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19.
Ленинградская картографическая фабрика
объединения «Аэрогеология»

84 коп.

1478

НЕДРА