

Л. Л. ЛЕОНОВА, Н. И. УДАЛЬЦОВА

# ГЕОХИМИЯ УРАНА И ТОРИЯ

---

В ВУЛКАНИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ

---

НА ПРИМЕРЕ

---

КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ЗОНЫ

---



ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ

Л. Л. Леонова, Н. И. Удальцова

ГЕОХИМИЯ УРАНА И ТОРИЯ  
В ВУЛКАНИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ  
НА ПРИМЕРЕ  
КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ЗОНЫ

Ответственный редактор  
К. Н. Рудич

550.4

1560



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск · 1974



В работе приведены данные по содержанию урана и тория в четвертичных и современных вулканических породах Курильских островов и Камчатки, в некоторых палингенных интрузивных образованиях Камчатки, а также в минералах, возгонах и термальных водах. Рассматривается поведение этих элементов в процессах кристаллизации, дифференциации и постмагматических проявлениях. Обсуждаются особенности региональной характеристики радиоактивности пород всей Курило-Камчатской зоны.

Книга рассчитана на широкий круг вулканологов, геохимиков, геологов, химиков, интересующихся геохимией радиоактивных элементов.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Геохимическое изучение вулканических пород островных дуг за последние годы приобретает все большее значение. Интерес к этой области не случаен, ибо именно здесь в современную эпоху происходят наиболее интенсивные геологические процессы — подаются на поверхность породы, непосредственно связанные с глубинными зонами коры и верхней мантии, имеются проявления современной гидротермальной деятельности, для которых возможно изучение условий рудообразования и переноса элементов в жидкой и газовой фазе.

Однако материалов по геохимии пород островных дуг еще очень мало и они, как правило, охватывают лишь отдельные острова или вулканические постройки.

Начиная с 1966 г. в Институте вулканологии ДВНЦ АН СССР по инициативе Г. С. Горшкова были начаты работы по систематическому геохимическому изучению четвертичных и современных вулканитов всей Курило-Камчатской островной дуги.

В настоящей работе изложены результаты исследования радиоактивных элементов (урана и тория) в вулканических породах этой области.

Региональная характеристика радиоактивности пород островных дуг, важная сама по себе, представляет интерес также и с точки зрения индикаторной роли этих элементов при решении вопроса о происхождении пород андезитовой линии. Кроме того, она интересна в связи с возможностью коррелировать измеренный здесь тепловой поток с реальными данными радиоактивности пород этого района.

Кроме вопросов региональной характеристики мы считали весьма интересным и перспективным на примере абсолютно свежих и точно датированных пород рассмотреть положение урана и тория в едином процессе кристаллизации и дифференциации и изучить поведение этих элементов в постмагматических проявлениях — газовых эманациях (возгонах) и термальных водах.

Исследования по теме проводились в течение 1967—1971 гг. на основании каменного материала, частично собранного одним



(далее) развитии. Поскольку общий характер вулканизма и состав его продуктов практически был однообразен во всей доступной нашему изучению геологической истории Земли, мы можем применять полученные закономерности и для более древних вулканических комплексов.

Свежесть современных вулканитов имеет особый смысл для урана, так как этот элемент интенсивно участвует во всех проявлениях гидротермального процесса. При этом содержание урана может изменяться весьма значительно без видимых петрографических и химических изменений пород.

Изучение поведения урана и тория в процессе кристаллизации современных вулканических пород также имеет первостепенное значение, ибо известно, что минералогический состав и структура эффузивных пород меняются во времени. Особенно велики эти изменения в основной массе породы (стекле). Стекло основной массы со временем раскристаллизовывается, и судьба редких элементов в этом процессе не известна.

Изучение распределения урана и тория по фазам в современных вулканических породах и форма нахождения этих элементов важна для решения и другой научной и практической задачи. Устанавливается пространственная и часто генетическая связь урановых гидротермальных рудопроявлений с кислыми эффузивными породами (Weeks et al, 1960; Капков, 1963; Лаверов и др., 1965; Константинов, 1967; Маккелви и др., 1956). Источник урана в рудном процессе при этом трактуется двояким способом. Либо это отделение урана на последних этапах магматической деятельности вместе с флюидом и превращение последнего в гидротермальный раствор, либо извлечение малых концентраций урана холодными метеорными водами из вулканических продуктов и осаждение в подходящих геологических условиях.

И у той, и у другой гипотезы есть свои сторонники, причем для последнего случая описан конкретный пример извлечения урана водами из туфов и осаждения ниже, в породах, обогащенных окислами железа и органикой (Керр, 1956). Следовательно, изучение форм нахождения, т. е. условий фиксации элементов в вулканических породах в момент их образования, имеет большое значение для решения многих геологических проблем. Этот вопрос в литературе практически не освещен.

Широкое участие урана и, отчасти, тория в гидротермальном рудообразующем процессе делает весьма перспективным изучение поведения этих элементов в современных гидротермах. Здесь важно знать и абсолютные концентрации урана и тория в разных типах термальных вод, и форму нахождения этих элементов, и условия фиксации в выпадающих из вод осадках. Для рудного процесса важно выяснить роль газового переноса элементов. Изучая продукты фумарольной деятельности современных вулканов, мы можем оценить возможную

степень переноса урана и тория в этом процессе. Литературные данные подобного типа для районов современного вулканизма очень скудны.

Таким образом, изучив твердые вулканические продукты (лавы, минералы, пеплы), возгоны и термальные воды, мы можем представить себе поведение урана и тория в едином процессе — от кристаллизации и дифференциации расплавов до постмагматических продуктов вулканизма. Исследования подобного типа для единых вулканических объектов ранее не проводились.

Не меньший интерес представляет региональная характеристика четвертичных вулканических продуктов всей Курило-Камчатской островной дуги. Такие работы по крупным регионам (островным дугам, в частности) в настоящее время отсутствуют. Однако даже разрозненные данные по вулканическим постройкам или отдельным вулканическим районам островных дуг, океанических и континентальных областей находят сейчас широкое применение при обсуждении крупных планетарных геологических проблем — вопросов горизонтальной и вертикальной неоднородности коры и верхней мантии на ряд редких и рассеянных элементов и отсюда вопросы гомогенности или гетерогенности состава мантии вообще.

Радиоактивные элементы при обсуждении всех этих проблем занимают особенно важное место, так как в связи со свойством атомов этих элементов к самопроизвольному распаду с выделением тепла содержания их в разных зонах коры и мантии коррелируется с наблюдаемым на поверхности тепловым потоком.

На основании сопоставлений геофизических данных о тепловом потоке и вертикального и горизонтального распределения радиоактивных элементов в разрезе кора — мантия часто строятся модели Земли и отдельных ее зон (коры, мантии).

Значение региональной геохимической характеристики той или иной области служит дополнительным критерием для расшифровки ее геологической истории.

Перечисленные выше задачи, начиная от детальной характеристики поведения урана и тория в отдельных процессах кристаллизации, дифференциации, постмагматическом и кончая региональными особенностями радиоактивности пород этой зоны, мы и пытались решить на примере Курило-Камчатской островной дуги.

### **Краткий геологический очерк**

Геологическому строению Камчатки и Курил посвящено большое количество работ, однако единства в решении всех геологических проблем этой области пока нет.



Поскольку авторы сами специально не занимались вопросами геологии района, краткая характеристика наиболее важных моментов геологического развития этой области дается по литературным данным («Геология СССР», 1946; Горшков, 1967).

**Камчатка** представляет собой молодую складчатую область, сформировавшуюся преимущественно в позднемеловое и кайнозойское время, которая примыкает непосредственно к современным геосинклинальным бассейнам и входит как составная часть в современную геосинклинальную систему Восточной Азии. Главной особенностью области является ее тектоническая активность, проявляющаяся в настоящее время в виде землетрясений и вулканической деятельности. Глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ) и гравиметрические данные показывают, что кора Камчатки принадлежит к континентальному типу, общая мощность ее 30—40 км.

В строении Камчатки принимают участие различные породы — от древних метаморфических до современных осадочных и вулканогенных. Древнейшие породы Камчатки условно отнесены к допалеозойским и палеозойским образованиям. Большая древность некоторых метаморфических пород по сравнению с другими комплексами пород полуострова почти не вызывает сомнения, но точный возраст их не установлен.

Интрузивные тела габбро-гранитоидного состава многочисленны, но невелики по размерам. Возраст их меняется от палеозойского (?) до неогенного. Мезозойские и доверхнемеловые породы также достоверно не установлены.

Главная масса пород коры представлена верхнемеловыми и кайнозойскими отложениями общей мощностью 10—15 тыс. м, прорванными разновозрастными интрузиями. Меловые отложения по составу разделяются на две толщи — нижнюю терригенную (3—4 тыс. м) и верхнюю вулканокремнистую (3—5 тыс. м). Общая мощность палеогеновых и неогеновых отложений Камчатки 10—13 тыс. м, из которых 3—4 тыс. м приходится на палеоген и 7—9 тыс. м на неоген. Третичные образования в разных районах Камчатки представлены либо преимущественно осадочными терригенными породами, либо вулканогенными.

Среди четвертичных пород наиболее распространены вулканогенные породы, а также осадочные (озерные, ледниковые, морские, лагунные, аллювиальные, пролювиальные, элювиальные и болотные). В результате сложных геоструктурных условий, в которых развивается современный вулканизм, и дифференциации магмы в каналах и очагах, в пределах Камчатской провинции одновременно извергаются лавы различного химического состава — от базальтов до липаритов. Однако большая часть вулканов Камчатки в современную эпоху извергает андезиты, что характерно для орогенной провинции, и основные лавы (базальты и андезито-базальты), меньшая — дациты.

Вулканы на Камчатке приурочены к трем зонам: Срединному хребту, Центральной Камчатской депрессии и к Восточному вулканическому поясу. Четвертичный вулканизм Срединного хребта развивался в двух отличающихся по структуре районах. В южной части Срединного хребта на площади древнего антиклинория, сложенного метаморфическими толщами, проявилась в доледниковое время вулканическая деятельность центрального типа, сопровождающаяся образованием крупных кальдер (вулкан Хангар). В северной части, где распространены более молодые формации, вулканическая деятельность была более интенсивной и имела площадной и центральный характер. Состав лав — андезито-базальтовый, базальтовый, реже дацитовый и липаритовый.

В Центральной Камчатской депрессии начало вулканической деятельности относится к доледниковому времени. Особенно бурно она проявилась в послеледниковую эпоху. В настоящее время по интенсивности вулканической деятельности Центральная Камчатская депрессия стоит на первом месте среди других районов Камчатки. Из 21 вулкана этой зоны 4 действующих, причем два из них (Ключевская сопка и Плоский Толбачик) изливают базальтовые лавы, состав пород вулканов Безымянного и Шивелуча — андезитовый.

Юго-восточнее Центральной Камчатской депрессии вдоль тихоокеанского побережья Камчатки протягивается Восточно-Камчатская активная вулканическая зона. К ней приурочено наибольшее количество вулканов, в том числе много действующих. Восточная Камчатка имеет большую плотность вулканов. К настоящему времени здесь известно более 70 вулканов, из них 24 действующих. Современный вулканизм этой зоны характеризуется преимущественно андезитовым составом лав и эксплозивным характером извержений.

По тектоническим условиям площадь Камчатки разделяется на три структурно-фациальные зоны. Западная, равнинная, часть соответствует краевому прогибу, развившемуся на окраине охотского платформенного массива. Площадь Центральной Камчатки, включающая Срединный хребет и территорию Юго-Восточной Камчатки, представляет собой внутреннюю вулканическую дугу. Третья зона, наиболее сложная по своему тектоническому строению — Восточно-Камчатская. Четвертичные вулканические породы Камчатки сосредоточены главным образом в двух вулканических поясах (Срединном и Восточном), представляющих собой молодые наложенные структуры.

На Камчатке самые мощные проявления современной гидротермальной деятельности расположены в пределах Восточной вулканической зоны (районы Узон — Семячик, Паратунка — Б. Банные и Паужетка). Как правило, поверхностные термоаномалии отражают существующие на глубине крупные гидротермальные системы. Согласно последним исследованиям



(Пилипенко, 1971) исходным типом вод этих гидротермальных систем являются глубинные хлоридно-натровые термы. Сульфатно-хлоридные и сульфатные воды появляются в результате приповерхностного «метаморфизма» хлоридно-натровых глубинных терм.

**Курильские острова.** Цепь Курильских островов протягивается от Камчатки до о. Хоккайдо. Они отделены от океана глубоководным Курило-Камчатским желобом, а от континента — впадиной внутреннего моря. Острова Курильской гряды разделяются на две гряды — Малую и Большую. В состав Большой Курильской гряды входят 16 островов; она разделяется обычно на три части: Северную, Центральную и Южную.

Строение земной коры в районе Курильских островов изучено довольно детально благодаря проведенным здесь геофизическим исследованиям. Согласно геофизическим данным, земная кора в этом районе имеет мозаичное строение. На Северных Курилах кора имеет более или менее типичное континентальное строение (мощность коры порядка 30 км), Центральные Курилы подстилаются корой «субокеанического типа», общей мощностью менее 15 км, консолидированная земная кора в районе Южных Курил — «субконтинентальная» и имеет мощность 18 км. Фундамент Большой Курильской гряды сложен третичными породами, представленными главным образом вулканитами основного, среднего и кислого состава, общая мощность третичных отложений колеблется от 3000 до 7000 м. На Южных и Северных Курильских островах известны гранитоидные интрузии, имеющие предположительный возраст от миоцена до среднего плиоцена. Сведения о тектоническом строении Курильских островов весьма ограничены, но большинство геологов считает Курильскую дугу современной геосинклинальной системой.

Острова Большой Курильской гряды делятся на две зоны. «Главная вулканическая зона» протягивается от островов Шумшу и Парамушир на севере до о. Кунашир на юге и делится на три группы. В Северную группу входят острова Шумшу, Парамушир, Онекотан, Харимкотан, Шиашкотан и скалы Каменные Ловушки; в Среднюю или Центральную — острова Райкоке, Матуа, Расшуа, Ушишир, Кетой и Симушир; в Южную — острова Черные Братья, Уруп, Итуруп и Кунашир. К западу от северной половины Главной зоны выделяется Западная вулканическая зона, включающая острова Алайд, Ширинки, Маканруши, Авось, Экарма, Чиринкотан и Броутона. Эта группа островов отличается от островов Главной зоны географическим положением, а также петрографическим и химическим составом лав.

Все четвертичные лавы Курильских островов принадлежат к известково-щелочному семейству пород. Состав их несколько меняется как по простиранию дуги, так и вкрест простирания



ее. Однако, выявленная петрохимическим анализом продольная зональность является очень слабой и никак не совпадает с изменением в строении коры. Несколько повышенная щелочность пород Западной зоны также не связана с изменением типа коры.

### **Методы определения урана и тория в вулканических продуктах**

В нашей работе по определению радиоактивности вулканических продуктов Курил и Камчатки мы столкнулись со значительными трудностями, так как благодаря специфичному составу этих продуктов, а также аномально низкому абсолютному содержанию в них урана и особенно тория, применить имеющиеся в литературе методики было невозможно. В связи с этим одним из авторов были разработаны новые или усовершенствованы ранее известные методы, позволившие с необходимостью для геохимических исследований чувствительностью и точностью определять содержание урана и тория в вулканических породах, минералах, возгонах и термальных водах Курил и Камчатки.

Ниже приводится краткий обзор существующих методов, а также описание методик, которые применялись в данной работе.

В литературе, посвященной аналитической химии урана и тория, описано достаточно много методов определения микроколичеств этих элементов в различных горных породах и природных водах. Сложность таких определений заключается в необходимости предварительного отделения низких содержаний урана и тория от больших количеств породообразующих элементов (Si, Fe, Ca, Mg, Al, Ti), а также от Nb, Ta, V, Mo, Zr, Hf, редкоземельных элементов и других являющихся частыми спутниками U и Th в горных породах.

К универсальным, высокочувствительным, позволяющим определять практически любые количества урана и тория в различных материалах, относятся нейтроноактивационные методы. После облучения исследуемого образца потоком нейтронов уран определяют обычно по выходу  $U^{239}$  или  $Np^{239}$ , или же  $Ba^{140}$  (после соответствующего радиохимического разделения), или же путем регистрации треков осколков деления (Smales, 1952; Amiel et al, 1967; Wakita, 1967; Лобанов и др., 1967; Комаров и др., 1967; Turkowsky et al, 1967; Лаврухина и др., 1969; Кашукеев, 1969; Fisher, 1970). Нейтроноактивационным методом можно определять до  $1 \cdot 10^{-6}$ — $1 \cdot 10^{-7}$ % урана с точностью  $\pm 10$ — $20$ %.

Торий в количествах до  $1 \cdot 10^{-8}$  г после облучения образца нейтронами, как правило, определяют по выходу  $Pa^{233}$  с точностью  $\pm 10$ % (Stark et al, 1966; Gangadharam et al, 1968; Mantel et al, 1970).

Для серийных определений малых количеств урана и тория (а также Ra, K) в горных породах в настоящее время с успехом применяется метод  $\gamma$ -спектрометрии, позволяющий определять из навески образца 400—2000 г до  $2 \cdot 10^{-7}$  г урана и до  $6 \cdot 10^{-7}$  г тория с достаточной точностью. При использовании чувствительных многоканальных  $\gamma$ -анализаторов, прокалиброванных по стандартным пробам урана и тория, воспроизводимость определений составляет 5—7%. Торий определяют по излучению  $\text{Th}^{208}$  (Th, C''), а уран по излучению  $\text{Bi}^{214}$  (Ra, C) (Якубович и др., 1963; Adams, 1964<sub>a</sub>; Siemes et al, 1965; Heier et al, 1963<sub>a</sub>; Abrao et al, 1969; Ewart et al, 1968; Mathewon, 1969; Bunker et al, 1969).

К сожалению, методы нейтронной активизации и  $\gamma$ -спектрометрии из-за своей технической сложности малодоступны для большинства аналитических лабораторий.

Для определения урана в горных породах широко применяется люминесцентный метод (Добролюбская, 1968; Samsoni, 1967), обладающий очень высокой чувствительностью (до  $1 \cdot 10^{-10}$  г).

Люминесцентное свечение соединений урана гасят многие элементы (Cr, Bi, TR, Th, Fe, Mn и др.), поэтому определению микроколичеств урана всегда предшествует его отделение от мешающих примесей с помощью методов соосаждения, ионного обмена, экстракции и др. Из методов отделения очень часто применяют соосаждение урана (IV) на фосфате циркония (Леонова, 1956; Таганцева и др., 1968), однако данный метод не обеспечивает получения надежных результатов при анализе образцов, содержащих значительные количества V, Cr (в чем мы убедились при работе с породами Камчатки).

В литературе описано большое число фотометрических методов определения урана ( $10^{-2}$ — $10^{-3}\%$ ) в горных материалах с различными неорганическими и органическими реагентами. Наибольшей чувствительностью и высокой избирательностью из предложенных реагентов обладает арсеназо III (Саввин, 1966; Volf et al, 1970). Реагент арсеназо III образует окрашенные комплексы со многими металлами, в том числе с четырех- и шестивалентным ураном.

Мешающее влияние большинства элементов устраняется при определении урана (IV) в сильноокислых средах (3—6 М растворы HCl) или же при определении уранил-иона в среде 5—7 М раствора  $\text{HNO}_3$  (Немодрук и др., 1966б). Для отделения урана от мешающих элементов можно использовать также экстракцию нитрата уранила трибутилфосфатом из растворов, содержащих нитрат аммония и комплексон III.

При определении малых количеств тория в горных породах фотометрические методы применяются наиболее часто. Предложено достаточно много органических реагентов для определения тория, из которых наиболее чувствительным и избира-



тельным является арсеназо III (Саввин, 1966; Белопольский и др., 1968; Yomez — Pantoja, 1970). Торий в количестве  $1 \cdot 10^{-4}\%$  и выше в различных горных породах можно определить фотометрически с арсеназо III с точностью  $\pm 10-15\%$  (отн.) после соответствующего отделения мешающих примесей. Для определения Th используется также метод изотопного разбавления (субстехиометрический вариант) (Ремов и др., 1970).

Торий ( $1 \cdot 10^{-2}\%$  —  $n \cdot 10^{-4}\%$ ) в силикатных породах после химического обогащения можно определять спектрографически с ошибкой  $\pm 20\%$  (отн.) (Русанов, 1968).

Следует, однако, отметить, что при всем разнообразии предложенных в литературе фотометрических и спектрографических методов определения тория в горных породах, ни один из них не позволяет определить с достаточной точностью торий в количестве менее  $1 \cdot 10^{-4}\%$ .

Содержание урана и тория в природных водах обычно так мало, что прямое их определение невозможно, поэтому предварительное концентрирование всегда предшествует определению этих элементов. Концентрирование всегда проводят путем упаривания воды, соосаждения с неорганическими и органическими соосаждителями, методами экстракции или ионного обмена. Судя по опубликованным работам, чаще всего для концентрирования урана и тория используют соосаждение их на гидрокислах железа или алюминия (Лазарев и др., 1961; Немодрук и др., 1966а; Аксельрод и др., 1965; Shigematsu et al, 1968; Ogata, 1969) или же с фосфатами щелочноземельных элементов (Doshi, 1967), а также с органическими соосаждителями — с роданидом или таннатом метилвиолета (Кузнецов и др., 1958; Кузнецов и др., 1962; Баранов и др., 1968), или на активированном угле (Росляков и др., 1966). После концентрирования и отделения от мешающих элементов уран чаще всего определяют люминесцентным методом (Резников и др., 1963; Баранов и др., 1968) либо фотометрически с арсеназо III (Немодрук и др., 1966б); торий обычно определяют с арсеназо III (Кузнецов и др., 1962; Аксельрод и др., 1965).

Таким образом, для определения урана и тория в горных породах предложено много методов. Однако нам не удалось найти готовых методик, которые можно было бы использовать для определения урана и тория в горных породах Камчатки и Курильских островов. Наиболее современные, универсальные и чувствительные методы — нейтронной активизации и  $\gamma$ -спектрометрии — мы не имели возможности использовать в своей работе для массового определения урана и тория. Только в ряде контрольных проб мы определили уран нейтроноактивационным методом по прописи Смейлса (Smales, 1952) в радиохимической лаборатории института ГЕОХИ АН СССР.

Определение урана в магматических породах мы пытались провести люминесцентным методом, предложенным ранее од-

ним из авторов (Леонова, 1956), но из-за специфического состава пород Камчатки и Курильских островов (относительно высокие содержания V, Cr), получить воспроизводимые результаты нам не удалось. Поэтому для дополнительной очистки урана от примесей, особенно от V, нами была введена еще одна операция — сорбция урана на анионите из солянокислого раствора. Введение такой операции позволило использовать кислотное разложение пород с применением плавиковой кислоты, что очень важно при работе с образцами, содержащими большие количества кремния. При разложении большой навески образца плавиковой кислотой следы фтор-иона, которые остаются даже после трехкратного выпаривания с хлорной кислотой, мешают количественному осаждению урана (IV) на фосфате циркония. При сорбции урана на анионите из 8 М раствора HCl следы фтор-иона полностью отделяются.

Описанные в литературе фотометрические методы определения тория в горных материалах позволяют определять лишь кларковые количества тория. Как показали наши первые опыты, содержание тория в большинстве пород Камчатки и Курильских островов значительно ниже кларковых.

При определении таких малых количеств тория необходимо работать с довольно большими навесками образца (до 5 г), в связи с чем трудно отделить доли микрограмма тория от больших количеств сопутствующих элементов. Наиболее простым, доступным и пригодным для решения такой задачи, по нашему мнению, является метод ионообменной хроматографии, поскольку он позволяет проводить такие сложные разделения без применения носителей и, как правило, высокое качество разделения достигается за одну операцию (Самуэльсон, 1966; Набиванец и др., 1966; Каралова и др., 1968).

Для отделения микроколичеств (до  $1 \cdot 10^{-5}\%$ ) тория от мешающих элементов мы использовали фторидное соосаждение тория на солях кальция и последующую сорбцию тория на катионите из 3,5 М раствора соляной кислоты; количественно торий определяли фотометрически с арсеназо III (Удальцова, 1968).

### Экспериментальная часть

**1. Определение урана и тория в породах, минералах, возгонах из одной навески.** Поскольку для геохимических исследований очень часто требуется определять в образце и уран, и торий, нами была разработана методика определения урана (до  $1 \cdot 10^{-5}\%$ ) и тория (до  $1 \cdot 10^{-5}\%$ ) в породах, минералах, возгонах и других продуктах из одной навески. Преимущество данной методики заключается в существенном сокращении времени анализа, а также в том, что уран и торий определяются из одной навески (что очень важно при наличии малого количества образца).



Принцип метода. Образец разлагают смесью плавиковой, соляной и хлорной кислот. Уран сорбируют на анионите АВ-17 из 8 М раствора  $\text{HCl}$ , при этом торий количественно проходит в фильтрат. После десорбции с анионита уран отделяют от  $\text{Fe}$  и других примесей соосаждением фосфата урана (IV) на солях циркония; затем уран определяют люминесцентным методом. Торий отделяют от мешающих элементов сорбцией на катионите КУ-2 из 3,5 М раствора  $\text{HCl}$ , после чего его определяют фотометрически с арсеназо III.

Ход анализа. Навеску образца 0,5—2 г помещают в платиновую чашку, смачивают водой и обрабатывают 10—15 мл концентрированной  $\text{HF}$  (ч. д. а.), раствор упаривают досуха на песчаной бане. Для удаления фтор-иона к сухому остатку прибавляют 4—5 мл концентрированной  $\text{HCl}$  (х. ч.), 2—3 мл концентрированной  $\text{HClO}_4$  (х. ч.) и 4—6 мл воды, выпаривают до полного отдымления паров  $\text{HClO}_4$ . Затем приливают 4—5 мл концентрированной  $\text{HCl}$ , 4—5 мл воды, опять выпаривают досуха и растворяют сухой остаток в 30—40 мл 8 М раствора  $\text{HCl}$ . Раствор переносят в стакан и нагревают до кипения для полного растворения солей. После охлаждения раствор пропускают через колонку с анионитом АВ-17 в  $\text{Cl}'$ -форме (высота колонки 50 см, диаметр 1 см, высота анионита 30—40 см) со скоростью 0,6—0,7 мл/мин (анионит АВ-17, зернением 0,25—0,5 мм, предварительно очищают промыванием 5—10 раз 1 н. раствором  $\text{NaOH}$ , несколько раз водой, затем 3—5 раз 2—3 М раствором  $\text{HCl}$ . Непосредственно перед работой через анионит пропускают 20—30 мл 8 М раствора  $\text{HCl}$ ). После пропускания испытуемого раствора через анионит стакан и колонку промывают еще 20—30 мл 8 М раствора  $\text{HCl}$ , фильтрат и промывные воды, содержащие торий, собирают в стакан емкостью 100 мл (раствор I). На анионите сорбируются  $\text{Fe}$ ,  $\text{U}$ ,  $\text{Bi}$ ,  $\text{Hg}$ ,  $\text{Cd}$  и др., основная часть  $\text{Zr}$  и  $\text{Hf}$ , а торий совместно с другими элементами, в том числе и  $\text{V}$ , проходят в фильтрат.

Уран вместе с железом десорбируют с анионита пропусканием 70—80 мл 1 М раствора  $\text{HCl}$ , фильтрат собирают в стакан емкостью 300 мл, в котором затем проводят соосаждение фосфата урана (IV) с солями циркония для отделения урана от  $\text{Fe}$  и других примесей. Для этого разбавляют раствор водой до 200 мл, добавляют 1—2 капли индикатора метанилового желтого, нейтрализуют раствором аммиака до перехода окраски индикатора из розовой в желтую, приливают 6 мл концентрированной  $\text{HCl}$ , перемешивают, затем последовательно добавляют 10 мл 10%-ного раствора  $\text{Na}_2\text{HPO}_4$  (ч. д. а.), 0,5—0,7 г гидросульфита натрия (для восстановления урана (VI) до урана (IV)), 1 мл раствора  $\text{ZrOCl}_2$  (5 мг  $\text{ZrO}_2$  в 1 мл) и немного бумажной массы. Раствор перемешивают и для полноты осаждения оставляют стоять ночь. Затем осадок отфильтровы-



вают через фильтр (синяя лента), промывают 2—3 раза 0,5%-ным раствором HCl и 2—3 раза водой, чуть подкисленной HCl. Фильтр с осадком помещают в фарфоровый тигель, озоляют и прокаливают при 800° в течение 40—60 мин. Прокаленный остаток тщательно смешивают с 1 г NaF (х. ч.), переносят в платиновый тигель и сплавляют на паяльной горелке 30 с, затем непосредственно из плава отбирают перлы (3—4 на одну пробу). Перлы сплавляют еще 10 с, после чего измеряют их люминесценцию на приборе ЛЮФ-57. Стандартные перлы готовят подобным же способом.

Раствор I, содержащий торий, упаривают до влажных солей, остаток растворяют в 20—25 мл горячего 3,5 М раствора HCl (в случае нерастворения осадка добавляют 1—2 капли H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>), раствор нагревают до кипения, добавляют небольшое количество аскорбиновой кислоты и после охлаждения пропускают раствор через колонку с катионитом КУ-2 в NH<sub>4</sub><sup>+</sup>- форме со скоростью 0,5—0,6 мл/мин (высота колонки 25 см, диаметр 0,5 см, зернение смолы 0,1—0,25 мм. Катионит предварительно очищают обычным способом). Колонку промывают еще 15—20 мл 3,5 М раствора HCl. На катионите сорбируется лишь Th и те количества Zr и Hf, которые не отделились при анионитном разделении. Колонку промывают 7 мл 0,1 н раствора щавелевой кислоты (х. ч.) для вымывания Zr и Hf и затем десорбируют торий с катионита 15 мл насыщенного раствора оксалата аммония (х. ч.). Раствор собирают в мерную колбу емкостью 25 мл, затем приливают в колбу 9 мл концентрированной HCl (кислоту предварительно кипятят для удаления следов свободного хлора), 0,5 мл 0,1%-ного раствора арсеназо III, доводят объем водой до 25 мл, тщательно перемешивают и измеряют плотность раствора на фотоколориметре ФЭК-н-57 с красным светофильтром № 8 в кювете с толщиной слоя 50 мм. Для сравнения используют раствор, содержащий все компоненты, кроме тория. Содержание тория находят по калибровочному графику. В качестве стандартного раствора использовали раствор нитрата тория, содержащий 200 мкг Th в 1 мл (титр раствора устанавливали весовым методом). Из этого раствора разбавлением готовили растворы, содержащие 2 мкг Th в 1 мл, 10 мкг/мл и 20 мкг/мл, которые и использовали при построении калибровочного графика.

Для повышения чувствительности оптическую плотность раствора мы измеряли способом, описанным М. А. Мубаяджаном (1960). Для этого в левый световой поток помещали кювету с раствором сравнения, а в правый — кювету с исследуемым раствором и проводили компенсацию световых потоков с помощью круговых клиньев. Затем кюветы меняли местами — в левой световой поток ставили кювету с исследуемым раствором, а в правый — с раствором сравнения. После перемещения кювет левый световой поток уменьшается, а правый возрастает

на одну и ту же величину, равную оптической плотности фотометрируемого раствора. Таким образом, приходится компенсировать удвоенную оптическую плотность исследуемого раствора по сравнению с оптической плотностью, получаемой при измерении методом, рекомендуемым в «Руководстве по пользованию ФЭК-н-57».

Отсчет производили по левому барабану. Поправку на глухой опыт мы не вводили, поскольку глухой опыт, проведенный со всеми применяемыми реактивами, при измерении показывал нулевую оптическую плотность раствора.

Для оценки точности определения тория применен метод добавок. Полученные данные приведены в табл. 1.

Торий в количествах от  $1 \cdot 10^{-5}\%$  можно определять с ошибкой 10% (отн.); при определении меньших количеств (до  $1 \cdot 10^{-5}\%$ ) ошибка возрастает до  $\pm 15-20\%$  (отн.).

**II. Определение урана и тория в термальных водах.** Наиболее простым и удобным в полевых условиях методом концентрации является соосаждение урана и тория с гидроксидом железа (III), что было и использовано нами при анализе природных вод Камчатки. Но такое концентрирование не является избирательным. Вместе с ураном и торием соосаждаются многие другие элементы, присутствующие в воде (Ti, Si, Al, Cu, редкоземельные элементы и др.).

Концентрирование указанных выше элементов проводили в полевых условиях из 18—24 л воды. Воду отбирали в два или три эмалированных ведра, объем которых был точно измерен. Предварительно воду очищали от крупных взвесей фильтрованием через плотный тампон из ваты. Анализируемые нами воды в большинстве были прозрачными. К профильтрованной воде добавляли концентрированную HCl до сильнокислой реакции (pH ~ 1) и кипятили воду в течение 15—20 мин для разрушения и удаления карбонат-ионов (при анализе кислых термальных вод с pH = 1—2 воду только кипятили; те нейтральные воды, которые имели температуру 96—100° лишь подкисляли HCl). После разрушения карбонатов к пробе воды (объем 9 л) добавляли 1 г соли  $\text{Fe}(\text{NO}_3)_2 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$  (такое большое количество железа мы вводили для устранения мешающего влияния органического вещества на полноту выделения урана из воды), затем добавляли твердый NaOH небольшими порциями до pH ~ 7 (pH раствора определяли по индикаторной бумаге) и оставляли стоять раствор до полного отстаивания осадка, на что требовалось обычно 2—3 ч.

Таблица 1

Определение тория методом добавок

Образец	Навеска образца, г	Введено тория, мкг	Найдено тория, мкг	Содержание тория, мкг/г
3а	2	0	0,40	0,20
	2	0,50	0,95	0,22
46	2	0	0,46	0,23
	2	0,50	0,90	0,20
12	3	0	0,70	0,23
	3	0,50	1,10	0,20



1560



Верхнюю, прозрачную часть раствора сифонировали с помощью тонкого резинового шланга до тех пор, пока в ведре не оставалось 2—3 л раствора. После этого раствор с осадком фильтровали через две воронки с бумажными складчатыми фильтрами (белая лента), обмывали ведро 2—3 раза фильтратом порциями по 50—100 мл. Осадок гидроокисей с фильтратом высушивали; дальнейшую обработку осадка проводили в лабораторных условиях.

Осадки гидроокисей вместе с фильтрами помещали в большую платиновую чашку, озоляли фильтр и прокаливали остаток в муфеле при  $600^{\circ}$  в течение 20—30 мин. Как показали наши опыты, вместе с гидроокисью железа из природной воды соосаждается большое количество кремния, который потом затрудняет проведение анализа. Поэтому прокаленный остаток в платиновой чашке обрабатывали 10 мл конц. HF, упаривали досуха и для удаления фтор-иона остаток обрабатывали 3 мл конц.  $\text{HClO}_4$ , 4 мл конц.  $\text{HCl}$  и 4 мл воды и выпаривали до полного отдымления паров хлорной кислоты. Обработку  $\text{HClO}_4$  повторяли еще два раза, затем остаток обрабатывали 5 мл конц.  $\text{HCl}$  и 5 мл воды, упаривали досуха и растворяли осадок в 300—400 мл  $\text{HCl}$  (1:5). Раствор в стакане нагревали до кипения и добавляли раствор аммиака до  $\text{pH} \sim 7$  (при этом отделялась основная масса  $\text{Ca}$  и  $\text{Mg}$ , частично  $\text{Cu}$ ,  $\text{Hg}$ ). Выделившийся осадок гидроокисей отфильтровывали, промывали водой, подщелоченной аммиаком, и растворяли осадок в 100 мл горячего 9 М раствора  $\text{HCl}$ .

**III. Определение урана.** После охлаждения раствор пропускали со скоростью 12—15 капель в минуту через колонку с анионитом АВ-17 в  $\text{Cl}^-$ -форме (высота колонки 50 см, диаметр 1 см, высота смолы 40—50 см); анионит АВ-17, зернением 0,25 мм предварительно очищали промыванием 5—10 раз 1 н. раствором  $\text{NaOH}$ , несколько раз водой, а затем 2—3 М раствором  $\text{HCl}$ . Перед работой анионит промывали 30—50 мл 9 М раствора  $\text{HCl}$ . Обмывали стакан 30—50 мл 9 М раствора  $\text{HCl}$ , пропускали также через анионит, собирали фильтрат и промывные воды, содержащие торий, в стакан емкостью 150 мл. После этого основную часть железа смывали с анионита пропусканьем 50 мл 4 М раствора  $\text{HCl}$ , почти насыщенного аскорбиновой кислотой, затем промывали колонку еще 50 мл 4 М раствора  $\text{HCl}$  и полученный фильтрат отбрасывали. Уран десорбировали с анионита 70—80 мл 1 М раствора  $\text{HCl}$ , собирали раствор в стакан емкостью 300 мл. Далее определение урана проводилось по методу, описанному выше для пород. Раствор, полученный после пропускания через анионит и содержащий торий, обрабатывали согласно методике, описанной выше для пород.

Точность и чувствительность разработанной методики мы проверяли контрольным опытом. Для этого к 1 л бидистиллята

1. Разработан метод определения малых количеств урана и тория (до  $1 \cdot 10^{-5} \%$ ) в различных материалах из одной навески образца. Метод включает сорбцию урана на анионите АВ-17 из солянокислого раствора, соосаждение фосфата урана на солях циркония и люминесцентное определение урана. Торий отделяют от примесей сорбцией на катионите КУ-2 и определяют количественно фотометрически с арсеназо III.

2. Разработан метод определения микроколичеств урана и тория (до 0,01 мкг/л) в термальных водах. Метод включает концентрирование определяемых элементов соосаждением на гидроокиси железа (III) в полевых условиях из объемов воды до 20 л.

Уран и торий разделяют и отделяют от мешающих элементов с помощью методов анионного и катионного обмена, соосаждения на носителях (уран соосаждают на фосфате циркония). Уран определяют люминесцентным методом, торий фотометрически с арсеназо III.

## УРАН И ТОРИЙ В ПРОЦЕССЕ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Поведение урана и тория в процессе кристаллизации определяется составом расплава, составом и последовательностью выделения отдельных минералов, а также свойствами самих атомов урана и тория — зарядом и размерами их ионов.

При кристаллизации природных силикатных расплавов габбро-гранитного состава размер ионов  $U^{+4}$  (0,96 Å) и  $Th^{+4}$  (1,02 Å) и высокий их заряд препятствуют изоморфному вхождению этих элементов в главные породообразующие минералы. До недавнего времени считалось, что уран и торий в кислых породах концентрируются главным образом в акцессорных минералах (цирконе, сфене, ортите, монаците), так как эти минералы содержат повышенные концентрации урана ( $n \cdot 10^{-3} — n \cdot 10^{-1}\%$ ) и тория ( $n \cdot 10^{-3}\% — n\%$ ). Однако многочисленные работы по распределению и формам нахождения урана и тория в изверженных породах разного состава отчетливо показали, что это не соответствует действительности. Картина распределения урана и тория в породах оказалась гораздо более сложной. Выяснилось, что практически все минералы, слагающие породы, содержат уран и торий, а межфазовое распределение этих минералов определяется многими факторами и поэтому значительно варьирует.

Были выделены (Леонова и др., 1958; Леонова, 1962) три группы минералов, которые в зависимости от формы нахождения в них урана и тория содержат разные количества этих элементов.

Первая группа — породообразующие силикаты (кварц, полевые шпаты, плагиоклазы, роговая обманка, пироксены, биотит, как правило) — содержит  $n \cdot 10^{-4}\% — n \cdot 10^{-3}\%$  урана и тория, причем абсолютная концентрация этих элементов в минералах зависит от общего содержания элементов в породе. В эти минералы уран и торий, как правило, не входят изоморфно, а лишь захватываются механически в процессе кристаллизации. Поскольку темнокветные минералы — биотит, роговая обманка — в гранитоидах выделяются позже основной массы плагиоклаза, полевых шпатов и кварца, т. е. из расплава, уже несколько обогащенного ураном и торием, содержание в них



этих элементов в общем всегда выше, чем в салических минералах. Для некоторых темноцветных породообразующих минералов (пироксены) предполагается изоморфное вхождение урана и тория вместо  $\text{Ca}^{+2}$  (Nagarawa et al, 1968).

Вторая группа — акцессорные минералы (циркон, сфен, ортит, монацит, апатит). В этих минералах возможно изоморфное замещение ураном и торием близких к ним по зарядам и размерам ионов  $\text{Zr}^{+4}$ ,  $\text{TR}^{+3}$ ,  $\text{Ti}^{+3}$ . В связи с этим содержание урана в этой группе достигает  $n \cdot 10^{-3} — n \cdot 10^{-1}\%$ , тория —  $n \cdot 10^{-3} — n \%$ . Уран и торий между сосуществующими акцессорными минералами в конкретной породе распределяются в зависимости от времени выделения этих минералов.

Третья группа — собственные минералы тория и урана (торит, ураноторит, торианит), а также субмикроскопические выделения с высокой концентрацией урана и тория. Минералы этой группы содержат десятки процентов урана и тория.

Балансы урана и тория в изверженных породах разного состава показывают, что уран и торий распределяются: а) приблизительно поровну между породообразующими и акцессорными минералами (Таусон, 1956; Леонова и др., 1958; Леонова, 1962; Гаврилин и др., 1966; Поляков и др., 1965; Минеева и др., 1966; Осипов и др., 1970; б) преимущественно сосредоточены в породообразующих минералах, а на долю акцессорных приходится не более 5—10% (Ларсен и др., 1957; Larsen et al, 1961; Hamilton, 1964 а, б; Журавлев и др., 1965; Поляков, 1971); в) значительное количество урана и тория приурочено к акцессорным минералам, а доля породообразующих минералов невелика (Филиппов и др., 1959; Сморгчов, 1960; Баранов и др., 1961; Минеева, 1965).

Намечается некоторая связь между составом пород и фазовым распределением урана и тория в них. Наибольший диапазон в распределении этих элементов по минералам имеет место для кислых и щелочных пород. Для них описаны в литературе все три случая распределения (а, б, в). Для основных пород характерен лишь второй тип распределения (б), т. е. в этих породах уран и торий преимущественно связаны с породообразующими минералами.

Различие в типе распределения по фазам для гранитоидов объясняется обычно условиями образования самих пород — давлением, температурой, глубиной остывания, временем кристаллизации, наличием летучих.

Отсутствие однообразия в распределении урана и тория для одинаковых по составу пород, очевидно, связано с тем, что изучаемые интрузивные тела образуются на разной глубине, из разных по объему расплавов, в различной геолого-структурной обстановке, т. е. на распределение урана и тория в ходе кристаллизации полнокристаллических пород очень сильно влияют неоднородные физические и геологические факторы.

Влияние физических условий образования пород на фазовое распределение урана и тория по минералам особенно наглядно должно быть видно при сравнении одинаковых по составу интрузивных и эффузивных пород, например таких пар как габбро — базальт, гранит — дацит. Имеющиеся в литературе данные дают основание предполагать, что в кислых эффузивных породах фазовое распределение урана и тория существенно иное, чем в интрузивных аналогах.

Радиоактивность эффузивных пород в целом изучена гораздо меньше, чем интрузивных образований, и особенно мало изучено фазовое распределение урана и тория в стекле и минералах лав. Это объясняется тем, что методически трудно выделить минералы из эффузивных пород и часто невозможно получить чистые фракции минералов в достаточном для анализа количестве.

Кроме того, изучение древних вулканитов связано с дополнительными трудностями, ибо процесс раскристаллизации стекла в этих породах, очевидно, сопровождается перераспределением урана и тория, и первоначальную картину установить очень трудно. Наиболее подходящими можно считать молодые современные и четвертичные вулканические породы, которые сохраняют исходное для данного типа пород распределение урана и тория по фазам.

В имеющейся литературе мы не встретили детальных работ по фазовому распределению урана и тория в молодых вулканических породах. Известны лишь отдельные определения урана в некоторых минералах лав (Беттинами и др., 1958; Larsen et al, 1958; Gasparini, 1962; Ouma et al, 1968; Green et al, 1968b; Kleeman et al, 1969) или качественные, радиографические данные по характеру распределения урана между стеклом и минералами (Берзина и др., 1971). Количественно изучено распределение урана и тория между стекловатой основной массой и авгитом в пяти образцах вулканитов Японии (Nagasawa et al, 1968). Имеющиеся в настоящее время хотя и неполные данные указывают довольно однозначно на то, что в вулканитах подавляющая часть урана и тория, очевидно, связана со стеклом основной массы (Adams et al, 1953; Larsen et al, 1958; Gasparini, 1962; Nagasawa et al, 1968).

Мы изучили фазовое распределение урана и тория в четвертичных базальтах, дацитах и липаритах Курильских островов и Камчатки (6 проб), а также в гранодиорите и двух пробах гнейсов, взятых вблизи одного из вулканов.

Были изучены плагиобазальт, оливинный базальт и дацит с разных вулканических построек островов Итуруп и Кунашир (Курильские острова), а также базальт, дацит и липарит с вулкана Хангар (Камчатка). В районе вулкана Хангар были отобраны и изучены пробы гранодиорита и двух гнейсов из пород фундамента, вмещающего вулканическую постройку. Хи-



Таблица 2

## Химический состав пород, %

Компонент	Плагио- базальт (обр. 149)	Оливи- новый ба- зальт (обр. 148)	Ба- зальт (пр. VI)	Дацит (обр. 176 <sup>a</sup> )	Липа- рит (пр. III)	Грано- диорит (пр. VIII)	Гнейс (пр. IX)	Гнейс (пр. X)	Дацит (пр. I)
SiO <sub>2</sub>	49,82	52,91	50,20	61,88	71,32	63,92	69,04	70,08	65,14
TiO <sub>2</sub>	1,23	0,73	1,52	0,50	0,26	0,52	0,62	0,35	0,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,45	16,62	16,53	15,73	14,82	15,31	14,68	15,37	15,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,47	3,45	2,03	2,70	1,29	1,60	0,46	0,10	3,26
FeO	8,48	5,03	6,98	4,31	0,66	2,58	3,33	1,78	3,17
MnO	0,31	0,14	0,24	0,16	0,14	0,15	0,11	0,08	0,16
MgO	4,15	7,52	7,66	2,87	0,28	3,07	1,30	0,85	0,67
CaO	10,19	8,79	8,42	6,48	1,35	4,51	2,32	1,73	3,40
Na <sub>2</sub> O	3,09	2,81	4,21	3,40	5,73	4,61	4,22	4,64	5,15
K <sub>2</sub> O	0,55	1,47	1,40	0,73	3,61	2,41	3,50	4,32	2,55
H <sub>2</sub> O	0,42	0,20	0,12	0,20	0,08	0,04	0,20	0,18	0,10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,49	—	0,11	0,70	0,29	0,73	0,83	0,83	0,91
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,33	0,27	0,43	0,24	0,16	0,23	0,16	0,15	0,30
Σ	99,98	99,94	99,85	99,90	99,99	99,68	100,77	100,46	100,57

Аналитики Т. В. Долгова и Н. Р. Гусакова, Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР.

Химический состав проб приведен в табл. 2, данные по содержанию урана и тория по фракциям пород, а также минералогический состав — в табл. 3.

Как видно из табл. 3, содержание урана и тория в стекле колеблется от 0,38 до 2,2 γ/г и от 0,53 до 3,0 γ/г соответственно и практически определяет содержание этих элементов в породе. Содержание урана в плагиоклазах меняется от 0,04 γ/г в базальтах до 0,83 γ/г в липарите; тория — от 0,1 γ/г в базальте до 3,2 γ/г в липарите. Для одной из проб дацита отмечено содержание тория (0,06 γ/г) меньше, чем в базальте. В целом содержание урана и тория в плагиоклазах увеличивается с ростом общей концентрации этих элементов в породе.

В связи с трудностью отбора и низким абсолютным содержанием уран был определен лишь в одном оливине из пробы 148, содержание его оказалось равным 0,07 γ/г. Два определения тория в оливинах из базальтов дали значения 0,23 и 0,56 γ/г. Биотиты, выделенные из двух проб кислых лав, содержали очень мало урана (0,22—0,38 γ/г) и тория (1—3,9 γ/г). Межфазовое распределение урана и тория в вулканитах показало, что на долю плагиоклазов в этих породах приходится от 2 до 12% урана и от 1,2 до 31% тория, оливин и биотит захватывают не более 1—5% урана и тория.

## Распределение урана и тория в минералах пород Курил и Камчатки

Минерал	Содержание минерала в породе, %	Содержание урана в минерале, $\mu\text{г}$	Количество урана в минерале при пересчете на 1 г породы, $\mu\text{г}$	Уран, приходящийся на минерал, %	Общее содержание урана в породе, $\mu\text{г}$	Содержание тория в минерале, $\mu\text{г}$	Кол-во тория в минерале при пересчете на 1 г породы, $\mu\text{г}$	Торий, приходящийся на данный минерал, %	Общее содержание тория в породе, $\mu\text{г}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10

## Курильские острова

*О. Итуруп, вулкан Атсонопури, плагиобазальт (обр. 149)*

Основная масса	50	0,38	0,19	100		0,6	0,3	83	
Плагиоклаз	45	0,04	0,018	10		0,18	0,08	22	
Гиперстен	2,5								
Авгит	0,5								
Оливин	2,0								
<b>Сумма</b>	<b>100</b>		<b>0,21</b>	<b>110</b>	<b>0,19</b>		<b>0,38</b>	<b>105</b>	<b>0,36</b>

*О. Итуруп, вулкан Хмельницкого, оливиновый базальт (обр. 148)*

Основная масса	75	1,4	1,05	105		3,0	2,2	141	
Плагиоклаз	8								
Гиперстен	2,5								
Авгит	5								
Оливин	9,5	0,07	0,007	0,7		0,23	0,023	1,5	
<b>Сумма</b>	<b>100</b>		<b>1,057</b>	<b>105,7</b>	<b>1,0</b>		<b>2,22</b>	<b>142,5</b>	<b>1,55</b>

*О. Кунашир, вулкан Менделеева, дацит (обр. 176)*

Основная масса	80	0,55	0,44	110		0,64	0,51	90	
Плагиоклаз	14	0,10	0,014	3,5		0,10	0,014	2,5	
Гиперстен	3								
Авгит	2,8								
Оливин	0,2								
<b>Сумма</b>	<b>100</b>		<b>0,45</b>	<b>113,5</b>	<b>0,40</b>		<b>0,52</b>	<b>92,5</b>	<b>0,57</b>

## Камчатка

*Вулкан Хангар, оливиновый базальт (пр. VI)*

Основная масса	93,6	0,52	0,49	102		0,53	0,49	100	
Плагиоклаз	1,2								
Пироксен	0,6								
Оливин	4,6					0,56	0,025	5	
<b>Сумма</b>	<b>100</b>		<b>0,49</b>	<b>102</b>	<b>0,48</b>		<b>0,51</b>	<b>105</b>	<b>0,49</b>





Кварц	26,3	0,48	0,12	10,3	1,02	0,26	15,3
Биотит	15,7	5,5	0,86	74,0	8,0	1,52	70,0
Сумма	100	1,14	1,16	101,6	2,09	119,3	1,72

Район вулкана Хангар, гнейс (пр. X)

Плагиоклаз и калишпат	70,7	1,2	0,84	22,3	1,46	1,02	9,0
Кварц	20,5	0,5	0,1	3,0	1,2	0,22	2,0
Биотит	8,8	27,0	2,3	70,0	75,0	6,6	57,8
Сумма	100	3,24	3,3	95,3	7,82	68,8	11,5

Таким образом, на примере четвертичных вулканитов Курил и Камчатки четко подтвердилась тенденция приуроченности практически всего урана и тория к стеклу основной массы.

Распределение урана и тория по минералам гранодиорита и гнейсов показало типичную для полнокристаллических пород картину. Несмотря на различные абсолютные содержания урана и тория во всех трех пробах, в них на кварц и полевые шпаты приходится 25—27% урана и 11—34% тория; на биотит — 60—70% урана и 37—70% тория. Из приведенных выше данных следует, что при общем химическом составе эффузивных (дацит — липарит) и интрузивных (гранодиорит) пород и близких содержаниях урана и тория распределение этих элементов по минеральным фазам в самих породах резко различно. Если в полнокристаллических породах биотит является минералом-концентратом, на долю которого приходится 50—70% урана и тория пород, то в эффузивах этот минерал практически не играет никакой роли в балансе урана и тория. В связи с этим интересно рассмотреть абсолютные содержания урана и тория в отдельных минералах и относительную концентрацию в них элементов для пород интрузивных и эффузивных (табл. 4).

Подобные коэффициенты использовались ранее Р. Д. Гаврилиным (Гаврилин и др., 1963) для свинца и цинка и в работе Нагасава (Nagasawa et al, 1968) для урана и тория.

Как видно из табл. 4 плагиоклазы гранитоидов, кристаллизую-

Соотношение урана и тория в минералах и породе

Порода	Содержание урана, $\mu\text{г}$						Содержание тория, $\mu\text{г}$											
	порода	плагиноклаз	биотит	U плагиноклаз	U порода	U биотит	U порода	U биотит	U плагиноклаз	порода	плагиноклаз	биотит	Th плагиноклаз	Th порода	Th биотит	Th порода	Th биотит	Th плагиноклаз
<i>Вулканы Камчатки</i>																		
Плагиобазальт, обр. 149	0,19	0,04	—	0,21	—	—	0,36	0,08	—	0,22	—	—						
Дацит, обр. 176	0,40	0,10	—	0,25	—	—	0,57	0,10	—	0,17	—	—						
Дацит, пр. I	1,50	0,11	0,38	0,08	0,26	3,45	1,50	0,06	3,9	0,04	2,60	65,0						
Дацит, пр. VII	1,10	1,20	0,50	1,10	0,45	0,42	1,50	1,20	3,2	0,80	2,13	2,7						
Липарит, пр. III	1,70	0,83	0,22	0,49	0,13	0,25	2,20	3,20	1,0	1,45	0,45	0,3						
<i>Граниты, гнейсы Камчатки</i>																		
Гранодиорит, пр. VIII	0,50	0,10	3,80	0,20	7,60	38,0	0,85	0,25	4,0	0,29	4,7	16,0						
Гнейс, пр. IX	1,16	0,34	5,50	0,29	4,74	16,1	1,72	1,05	8,0	0,61	4,6	7,6						
Гнейс, пр. X	3,30	1,20	27,0	0,39	8,18	22,5	11,50	1,46	75,0	0,13	6,5	51,4						
<i>Гранитоиды, граносиениты, сиениты Северной Киргизии</i>																		
Гранит, пр. 1265	1,0	0,25	5,0	0,25	5,0	20,0	14,4	3,2	50	0,22	3,5	15,6						
Гранит, пр. 1254	2,8	1,00	15,0	0,35	5,3	15,0	30,8	7,0	124	0,22	4,0	17,7						
Гранит, пр. 7	4,2	0,50	25,0	0,12	6,0	50,0	28,0	4,8	260	0,17	9,3	54,1						
Гранит, обр. 5079	6,0	2,20	100,0	0,36	16,6	45,0	57,0	12,0	900	0,21	15,8	75,0						

Примечание. Данные по породам Камчатки и Курил взяты из табл. 3, по гранитоидам Северной Киргизии — из работ Л. Л. Леоновой и др., (1958, 1962); Р. Д. Гаврилина и др., (1966). Вычисленные отношения показывают степень концентрации элемента в минерале

щиеся из данного расплава, всегда захватывают приблизительно одинаковые по отношению к породе в целом количества урана и тория. Коэффициенты  $\frac{U_{\text{плаггиоклаз}}}{U_{\text{порода}}}$  и  $\frac{Th_{\text{плаггиоклаз}}}{Th_{\text{порода}}}$  варьируют незначительно (в пределах 0,2—0,4 для урана и 0,2—0,6 для тория). Аналогичные коэффициенты для эффузивов варьируют несколько больше, но в среднем приближаются к таковым для гранитоидов (в среднем 0,43 для урана и 0,53 для тория). Большой разброс как в абсолютных содержаниях урана и тория в плаггиоклазах, так и в отношениях для лав, возможно, объясняется тем, что не все плаггиоклазы кристаллизуются из расплава, изливающегося на поверхность. Некоторые фенокристаллы могут быть привнесены с больших глубин, где исходная концентрация элементов несколько иная, чем в остывающем расплаве.

Биотиты, в отличие от плаггиоклазов, как по абсолютному содержанию урана и тория, так и по отношениям существенно различаются в двух типах пород — эффузивных и интрузивных. Особенно четко это различие проявляется для урана. Биотиты эффузивных пород (при равных или даже больших концентрациях урана в породе по сравнению с гранодиоритом и гнейсом) содержат урана на порядок меньше, чем биотиты полнокристаллических пород. Соответственно резко различны и отношения  $\frac{U_{\text{биотит}}}{U_{\text{порода}}}$  для эффузивных пород (0,12—0,45) и интрузивных (5—8). Для тория наблюдается аналогичная картина, но с меньшей разницей в абсолютных содержаниях и в отношениях  $\frac{Th_{\text{биотит}}}{Th_{\text{порода}}}$ .

Еще более четко проявлена концентрация урана и тория в биотитах по отношению к плаггиоклазу в интрузивных породах и практически одинаковая или даже более низкая концентрация урана и тория в биотитах эффузивов по сравнению с плаггиоклазами тех же пород.

Из данных табл. 4 видно, что в гранитоидах Камчатки относительная концентрация урана и тория в плаггиоклазе или биотите имеет тот же порядок, что и для гранитоидов Средней Азии, несмотря на значительную разницу в абсолютных содержаниях элементов.

В целом рассмотрение абсолютных содержаний урана и тория в отдельных минералах и стекле и относительной концентрации этих элементов в минералах показывает, что, очевидно, плаггиоклазы лав, подобно плаггиоклазам и полевым шпатам гранитоидов (пород, близких к ним по составу), кристаллизуются из того же расплава, из которого затем образуется стекло основной массы.

В работе Нагасава и Вакиа (Nagasawa et al, 1968), где рассматриваются соотношения основной массы и авгита для



Таблица 5

## Th/U-отношения в минералах и породах

Образец	Th/U		
	порода	плагио- оклаз	биотит
<i>Вулканыты Камчатки</i>			
Дацит, пр. I	1,0	0,5	10,0
Дацит, пр. VII	1,4	1,0	6,4
Липарит, пр. III	1,3	3,8	4,5
<i>Гранитоиды и гнейсы Камчатки</i>			
Гранодиорит, пр. VIII	1,7	2,5	1,1
Гнейс, пр. IX	1,4	3,0	1,4
Гнейс, пр. X	3,5	1,2	2,8
<i>Гранитоиды Северной Киргизии</i>			
Гранит, пр. 1265	14,4	12,8	10,0
Гранит, пр. 1254	11,0	7,0	8,3
Гранит, пр. 7	6,6	9,6	10,4
Гранит, пр. 5079	9,5	5,4	9,0

базальтов, андезитов и дацитов Японии, указывается, что наиболее характерными являются не отношения концентраций самих элементов, а Th/U-отношения в минералах и стекле. В табл. 5 приведены данные по Th/U-отношениям в породах и минералах для лав и интрузивных пород Камчатки. Как видно из табл. 5, Th/U-отношение во всех плагиооклазах близко к Th/U-отношению породы (поскольку практически весь уран и торий заключены в стекле, аналогичные данные получаются и при сравнении Th/U-отношений основной массы и

плагиооклазов). Это также указывает на выделение плагиооклазов из того же расплава, что и стекла основной массы.

В отличие от плагиооклазов, Th/U-отношения в биотитах эффузивов очень сильно (в 5—10 раз) отличаются от Th/U-отношений породы. Th/U-отношения в биотитах, выделенных из полнокристаллических пород Камчатки и других районов, близки к Th/U-отношениям породы, из которой они кристаллизовались.

Аномальное поведение урана и тория, а также Th/U-отношений в биотитах лав трудно пока объяснить однозначно. Можно предположить, что либо этот минерал не находится в равновесии с данной породой и кристаллизовался из расплава, существенно отличающихся по концентрации урана и тория от дацитов и липаритов, либо биотит кристаллизовался из того же расплава, что и основная масса породы, но на таком этапе, когда концентрация урана и тория и Th/U-отношения в расплаве были иными, чем во время кристаллизации стекла.

В первом случае биотит можно полагать реликтовым минералом, заимствованным кислой лавой из вмещающих пород, поскольку существуют представления об образовании кислых эффузивов за счет переплавления пород коры, в частности гранитоидов и гнейсов. В таком случае биотиты дацитов и липаритов вулкана Хангар должны быть похожими на биотиты гранодиорита (пр. VIII) и гнейсов (пр. IX и X), так как эти породы взяты непосредственно из бортов кальдеры, вмещающей вулкан Хангар. Но как видно из табл. 4 и 5, такого соответствия

нет. Кроме того, биотиты из лав не несут никаких следов переплавления или замещения. Это, как правило, очень свежие кристаллы без следов коррозии. Таким образом, предположение о том, что биотиты дацитов и липаритов являются реликтовыми минералами, мало вероятно.

Если биотит кристаллизовался из того же расплава, что плагиоклаз и стекло основной массы, то, очевидно, концентрация урана и тория в нем отражает содержания этих элементов в остаточном расплаве. Так, при кристаллизации гранитоидов биотит, выделяясь одним из последних, показывает условия концентрации урана и тория в остаточном расплаве. Как было показано нами ранее (Леонова и др., 1958), весь ход кристаллизации гранитоидной магмы приводит к тому, что содержание урана и тория все время возрастает в остаточном расплаве по мере кристаллизации основной части породы (салических минералов). Этот процесс приводит к тому, что ураном и торием обогащаются как последовательные фазы внедрения (при кристаллизационной дифференциации), так и жильные породы и постмагматические пневматолитовые образования. Возможно таким путем образуются и гидротермальные растворы с относительно высокой концентрацией урана и тория (Леонова, 1963). Итак, биотиты гранитоидов четко показывают возрастание концентраций урана и тория к концу кристаллизации этих пород.

Биотиты кислых эффузивов содержат уран и торий на одном уровне (или даже меньше) с плагиоклазами и стеклом основной массы. Это свидетельствует о том, что остаточные расплавы и надкритические флюиды, если таковые образуются при кристаллизации эффузивов, не должны содержать повышенные концентрации урана и тория. Все эти рассуждения, естественно, весьма гипотетичны и относятся только к кислым расплавам с низкими абсолютными содержаниями урана и тория (четвертичные дациты и липариты Камчатки).

Не исключена возможность, что при общем высоком содержании урана и тория в расплаве, в ходе вулканического процесса могут появляться растворы с повышенным содержанием урана и тория. Примеры урановых рудопроявлений в связи с древними кислыми вулканитами известны (Моторина, 1963; Лаверов и др., 1965). Однако нам кажется более вероятным, что в этом случае уран и торий скорее заимствуются термальными растворами из уже закристаллизовавшихся пород, а не отделяются вместе с высокотемпературными флюидами непосредственно от кислых расплавов.

Обобщая материал, можно сделать следующие выводы:

1. Уран и торий присутствуют во всех минералах и стекле основной массы базальтов, дацитов, липаритов Камчатки и Курил. Максимальные содержания этих элементов отмечены в стекле основной массы, минимальные — в оливинах и некото-

рых плагиоклазах. Низкими концентрациями урана и тория характеризуются и биотиты, выделенные из дацитов и липаритов.

2. В процессе кристаллизации подавляющая часть (80—100%) урана и тория захватывается стеклом основной массы, доля плагиоклазов в балансе этих элементов не превышает 2—20%, на оливин и биотит приходится не более 1—5%.

3. По характеру распределения урана и тория в породах кислые эффузивы Камчатки принципиально отличаются от гранитоидов, близких к ним по составу и содержанию элементов. В гранодиоритах и гнейсах наблюдается типичная для гранитоидов картина: в этих породах 20—30% урана и тория приходится на калиевые минералы и 40—70% на биотит.

4. Сравнение абсолютных содержаний урана и тория в отдельных минералах эффузивных и интрузивных пород и их относительных концентраций в минералах показало, что плагиоклазы выделяются из того же расплава, что и стекло основной массы и характеризуют начальные условия кристаллизации. На этом начальном этапе кристаллизации содержания урана и тория в расплаве были приблизительно такими же, как во время кристаллизации стекла или немного ниже. Очевидно, выпадение плагиоклазов из расплава приводит лишь к незначительному увеличению содержания урана и тория в остающемся расплаве. Во время кристаллизации стекла практически вся масса урана и тория захватывается им и не происходит какой-либо концентрации этих элементов в остаточных продуктах кристаллизации. Это хорошо видно на примере биотитов из дацитов и липаритов. Очевидно, в процессе кристаллизации четвертичных дацит-липаритовых пород Камчатки весь уран и торий, имеющийся в расплаве, сохраняется в закристаллизованной породе, и постмагматические флюиды, если таковые отделяются от расплава, не будут обогащены ураном и торием, как это имеет место в случае кристаллизации кислых интрузивных образований.

## ГЛАВА II

### УРАН И ТОРИЙ В ПРОЦЕССЕ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ

Поведение урана и тория в процессе дифференциации магм изучено наиболее полно. Если отбросить отдельные аномальные случаи, то на магматическом этапе уран и торий накапливаются в крайних дифференциатах, т. е. в процессе дифференциации силикатных расплавов концентрация урана и тория возрастает в ряду пород от наиболее ранних и основных по составу к последним и самым кислым (и щелочным).



Подобным образом ведут себя в процессе дифференциации и другие литофильные элементы (Rb, Cs, Ba и др.), но степень концентрации урана и тория в этом процессе самая высокая. Так, в ряду пород от ультраосновных до кислых концентрация урана меняется на 2 порядка, концентрация тория на 3 (Виноградов, 1962). Для отдельных гранитоидных массивов, сложенных продуктами дифференциации единой магмы (например, в ряду габбро — гранит) содержание урана и тория изменяется в 5—10 раз (Ларсен и др. 1956; Таусон, 1961; Гаврилин и др. 1966). Таким образом, для интрузивного магматического процесса уран и торий являются одними из наиболее чутких элементов-индикаторов и часто используются в этом качестве.

Для эффузивных пород разного состава также наблюдается возрастание содержания урана и тория от основных пород (базальтов) к кислым (дациты — липариты). Радиоактивность эффузивных образований разных районов описана в ряде работ советских (Афанасьев и др., 1958; Смирнов, 1962; Казьмин, 1966, Масайтис и др. 1966, Золотарев и др. 1970, Билибина и др. 1968; Шукин, 1968, Шатков и др. 1970, Поляков и др. 1971) и зарубежных (Ларсен, 1956, Heier et al, 1963b; Heier et al, 1965b; Gunn, 1966; Gottfried et al, 1968, Coulomb et al, 1964) авторов. Темп накопления урана и тория в древних вулканитах отдельных районов приблизительно такой же, как и для их интрузивных аналогов, но иногда превышает его. Так, в сводных работах Д. А. Адамса (Adams et al. 1959; Adams et al, 1964b) и Р. Гаспарини (Gasparini, 1962) средние содержания урана и тория в эффузивных породах дают гораздо большие колебания, чем в интрузивных аналогах того же состава. Поскольку кристаллизация эффузивных и интрузивных пород одного состава происходит при разных *PT*-условиях, было высказано предположение, что повышенное содержание урана, например, в кислых вулканитах по сравнению с гранитоидами можно объяснить тем, что при быстрой кристаллизации весь уран захватывается породой, в то время как при кристаллизации кислой магмы в условиях медленного остывания этот элемент накапливается в остаточных растворах и затем удаляется за пределы магматического тела (Adams et al, 1959). Но, очевидно, не только разными физико-химическими и геологическими условиями образования объясняется больший диапазон концентраций урана и тория в эффузивных породах по сравнению с интрузивными.

Вообще, поведение урана и тория в процессе дифференциации вулканитов, как нам кажется, следует рассматривать несколько в ином плане, чем в случае интрузивных образований. Если для интрузивного процесса породы данного ряда (например, габбро — гранит) почти всегда связаны генетиче-

ски и происходят из одного расплава, как правило, ограниченного объема, то в эффузивном процессе такая определенность часто отсутствует. Прежде всего, это относится к источнику, т. е. месту образования основных и кислых расплавов. Источником базальтов большинство современных исследователей считает верхнюю мантию. Кислые и щелочные эффузивы, пространственно сопряженные с основными, далеко не всегда генетически связывают с этими базальтами. Существуют представления, что кислые вулканиты, особенно когда они дают значительные объемы изверженного материала, несоизмеримые с количеством основных пород района (например, массовые выбросы игнимбритов), образуются за счет плавления сиалической коры и, следовательно, генетически не связаны с мантийными базальтами.

Таким образом, для эффузивных пород разного состава возможны разные источники — кора и мантия. А поскольку радиоактивность пород, выплавленных из верхней мантии, и пород коры различаются очень сильно, естественно и кислые вулканиты — дифференциаты базальтовой магмы или образовавшиеся путем плавления пород коры, несмотря на общий химический состав, будут сильно различаться по содержанию урана и тория. Известно, что как раз максимальный разброс в содержаниях урана и тория отмечен для кислых эффузивных пород. Основные породы (за исключением щелочных базальтов), по последним данным (Heieretal, 1964a), незначительно варьируют по содержанию урана и тория.

Восстановить геологические условия и генетические соотношения для древних вулканитов несравненно труднее, чем для современных и четвертичных. Кроме того, древние вулканиты, как правило, подвергаются воздействию более поздних процессов, которые нарушают первичную картину распределения урана и тория. Поэтому поведение урана и тория в процессе дифференциации целесообразнее изучать на примере проявлений четвертичного и современного вулканизма, где можно более или менее строго датировать время извержения, объемы извергнутого материала и избежать влияния вторичных процессов.

Современная и четвертичная вулканическая деятельность известна в настоящее время в районах островных дуг, на океанических островах, в рифтовых зонах. Состав современных вулканитов колеблется очень широко — от базальтов до карбонатитовых лав, однако, наиболее широко распространены породы толент-щелочной базальт-трахитовой серии для океанических областей и базальт-андезит-дацитовой серии для островных дуг. Содержание урана и тория в четвертичных и современных вулканитах описано в нескольких работах, однако, это, как правило, единичные определения



элементов в отдельных образцах лав (Barbera, 1953; Шаврова, 1958, 1961, 1962; Gasparini, 1963; Poole, 1963; Zinitiro et al, 1967; Oversly et al, 1968), реже определения урана и тория в базальт-дацитовый (Gottfried et al, 1963), толеитщелочной базальт-трахитовой (Heier et al, 1964b) сериях пород, взятых с разных вулканических построек. В ряду дифференциатов толеитовый базальт—щелочной базальт—трахит (Гавайские острова) весьма значительно меняется содержание урана (от 0,10 до 2,4  $\gamma/\text{г}$ ), тория (от 0,53 до 7,5  $\gamma/\text{г}$ ) и Th/U (от 2,8 до 7,7) (Heier et al, 1964b). Максимальные концентрации урана и тория обнаружены в современных карбонатитовых лавах вулкана Олдоньо, расположенного в Африканской рифтовой зоне. Содержание урана в этих породах составляет 34,5  $\gamma/\text{г}$ , тория—4,3  $\gamma/\text{г}$ , (Poole, 1963)  $U=10,6$   $\gamma/\text{г}$ ,  $Th=20$   $\gamma/\text{г}$ , по последним данным (Герасимовский и др., 1970).

Радиоактивность пород андезитовой серии приведена в работе Д. Готтфрида (Gottfried et al, 1963) для районов Марианских островов, расположенных в Западной части Тихого океана, Юго-Западной Британской Колумбии и Восточной Орегоны. Возраст вулканитов Марианских островов и Британской Колумбии—четвертичный, пород Восточной Орегоны—миоценовый. По данным авторов, содержание урана и тория в вулканических породах Марианских островов меняется очень незначительно: базальты содержат 0,53  $\gamma/\text{г}$  урана и 1,1  $\gamma/\text{г}$  тория, дациты—1,1  $\gamma/\text{г}$  урана и 1,2  $\gamma/\text{г}$  тория. Аналогичная картина имеет место для пород Британской Колумбии, где базальты содержат 0,8  $\gamma/\text{г}$  урана и 1,1  $\gamma/\text{г}$  тория, а дациты—1,3  $\gamma/\text{г}$  урана и 2,1  $\gamma/\text{г}$  тория (лишь в одном образце риодацита содержание урана возрастает до 1,6  $\gamma/\text{г}$ , а тория—до 4,0  $\gamma/\text{г}$ ). Для обоих районов авторы отмечают необычайно низкое Th/U-отношение, в среднем равное 1,6. В миоценовых дацитах Орегоны существенно больше урана (2,3  $\gamma/\text{г}$ ) и тория (6,0  $\gamma/\text{г}$ ) по сравнению с базальтами (0,46  $\gamma/\text{г}$  урана и 1,3  $\gamma/\text{г}$  тория). Таким образом, для четвертичных дацитов Марианских островов и Британской Колумбии, несомненно являющихся дифференциатами базальтовой или андезитовой магмы, отмечено незначительное возрастание концентрации урана и тория, всего в 1,5—2 раза по сравнению с базальтами и андезитами. Несколько больше (в 4—5 раз) увеличивается содержание урана и тория в миоценовых дацитах Восточной Орегоны.

Еще большую дисперсию концентраций урана и тория в крайних дифференциатах и более высокие абсолютные содержания урана и тория мы имеем для древних вулканитов. Однако для них уже гораздо труднее восстановить генетическую близость с базальтами и первичную картину распреде-



Значительный диапазон содержания урана и тория в серии толеит — щелочной базальт — трахит (Гавайские острова, Япония), достигающий 10-кратных значений, возможно, объясняется не процессом дифференциации, а другими причинами. Для Гавайских толеитов и щелочных базальтов К. С. Хайер, вслед за Х. Куно (Кипо 1960, 1966) предполагает выплавление толеитов и щелочных базальтов из разных участков верхней мантии, т. е. их генетическое родство подвергается сомнению (Heier et al, 1964b). Таким образом, из приведенных выше данных видно, что поведение урана и тория при дифференциации базальтовой и андезитовой магмы изучено еще очень слабо, а детальные работы по радиоактивности пород слагающих одну вулканическую постройку практически отсутствуют. Вместе с тем несомненна важность таких исследований. Они должны показать реальный темп накопления урана и тория в процессе дифференциации за определенный промежуток времени, причем можно исключить влияние вторичных факторов на распределение этих элементов.

Не менее интересно рассмотреть использование урана и тория как элементов индикаторов дифференциации вещества (или хотя бы разделение самих этих элементов) в источнике, на месте образования базальтовых расплавов, т. е. в верхней мантии. Рассматривая распределение урана и тория в вертикальном разрезе мантия — кора для разных регионов и во времени, Ф. Бёрч (Бёрч, 1966) предположил, что верхняя мантия должна со временем истощаться относительно урана и тория, т. е. вещество верхней мантии в древние эпохи было более радиоактивным, чем в настоящее время. Косвенным подтверждением этому является более высокая радиоактивность древних вулканитов по сравнению с современными. В. М. Оверсли и Р. М. Гаст (Oversly, Gast, 1968), изучая изотопы урана, тория и свинца в современных лавах трахиандезита Тристан-да-Кунья, щелочного оливинового базальта с Озорских островов и нефелинового базальта Везувия, нашли, что для районов Тристан-да-Кунья и Озор в месте генерации магмы (которое авторы относят к верхней мантии) слегка изменилось Th/U-отношение (от 3,5 до 4,0), т. е. за период времени 500 лет (возраст изученных образцов менялся от ~500 лет до извержения 1964 г.) произошла некоторая дифференциация урана и тория в источнике.

Вопрос о том, меняется ли с какой скоростью содержание урана и тория в одной области генерации магмы, можно также попытаться решить на примере районов, где вулканизм проявлялся в течение достаточно долгого времени и существует ныне. Одним из таких районов являются Камчатка и Курильские острова.

Нам представлялось интересным проследить изменение концентрации урана и тория в современных вулканических

постройках, сложенных вулканитами, в разной степени дифференцированными. С этой целью изучено распределение урана и тория в вулканических постройках, сложенных базальтами (Ключевской вулкан), базальтами — дацитами (вулканы Карымской группы и вулкан Менделеева) базальтами — андезитами — дацитами — липаритами (вулкан Горелый).

**Вулкан Ключевской** практически сложен одними базальтами и андезито-базальтами. Геология и история извержений этого вулкана описана в монографии Б. И. Пийпа (1956) и ряде других работ (Кирсанов, 1967; Кирсанов и др., 1971). Для этого вулкана изучались породы древних шлаковых конусов и современных датированных побочных прорывов (извержения 1932—1966 гг.), расположенных на разной высоте на склоне Ключевской сопки. Наиболее детально изучались продукты извержения побочных кратеров Пийпа, образовавшихся в 1966 г.

Возраст Ключевского вулкана  $\sim 10\ 000$  лет. За это время состав изверженных пород практически не изменился. Ранее (Набоко, 1960) предполагалось, что в центральной магматической колонне, из которой происходят извержения, имеет место гравитационная дифференциация, в результате чего продукты извержения из более высокой части колонны (вершинный кратер или побочные прорывы на большой высоте) имеют более кислый состав, чем продукты побочных прорывов на нижних частях склона. Изучение содержания урана и тория в продуктах извержения Ключевской сопки могло бы показать, имеет ли место дифференциация расплавов в подводящем канале, а также в пределах очага, откуда подается материал.

Данные по содержанию урана и тория в породах Ключевской сопки представлены в табл. 6.

Как видно из этих данных, содержание урана в базальтах Ключевской сопки колеблется в пределах от 0,11 до 0,46  $\gamma/g$ , тория от 0,10 до 0,60  $\gamma/g$ , Th/U-отношение от 0,5 до 2,3. Средние содержания этих элементов в трех группах лав Ключевского вулкана практически одинаковы (табл. 7).

Таким образом, ощутимого разделения урана и тория ни в подводящем канале (время оценивается в десятки и сотни лет), ни в питающем очаге (возраст Ключевской сопки  $\sim 10\ 000$  тыс. лет) не наблюдается. Согласно этим данным, а также данным общего химического состава, в процессе образования существенно базальтового Ключевского вулкана, в течение 10 000 тыс. лет подавался весьма однородный материал.

**Вулкан Карымский**, расположенный в Восточной вулканической зоне Камчатки,— один из наиболее активных современных вулканов. Этот вулканический район интересен тем,

Таблица 6

## Уран и торий в лавах Ключевского вулкана

Место взятие пробы	№ образца	U, γг	Th, γг	Th/U
1	2	3	4	5
<i>Древние шлаковые конуса</i>				
Конус Д	504/67	—	0,16	—
	Лавовый поток	507/67	0,25	0,20
	508/67	0,25	0,20	0,8
	528/67	—	0,17	—
	530/67	0,30	0,24	0,8
Кратер Слюнина	599/67	0,11	0,24	2,2
<i>Современные шлаковые конуса и потоки</i>				
Извержение 1932 г., Туйла, выс. 500 м	638/68	0,25	0,20	0,8
Извержение 1938 г., Билюкай, выс. 900—1000 м	613/67	—	0,20	—
Извержение 1945 г., кратер Заварицкого, выс. 1200—1800 м	617/67	0,25	0,30	1,2
Извержение 1945 г., кратер Левинсон-Лессинга, выс. 1500 м	619/67	—	0,10	—
Извержение 1946 г., Апахончич, выс. 1800 м	658/68	0,30	0,20	0,7
Извержение 1951 г., кратер Былинкиной, выс. 90 м	537/67	0,12	0,15	1,2
	547/67	—	0,10	—
	549/67	0,30	0,25	0,8
	550/67	—	0,20	—
Извержение 1953 г., кратер Беянкина, выс. 1500 м	535/67	0,30	0,25	0,8
	510/67	—	0,15	—
	612/67	—	0,25	—
Извержение 1956 г., кратер Кржижановского, выс. 1800 м	616/67	0,20	0,20	1,0
<i>Прорыв Пийна, 1966 г.</i>				
Первая стадия извержения с 6 по 30 октября, лавовый поток	1п	0,20	0,25	1,2
	2п	—	0,25	—
Нижний кратер прорыва, бомба Лавовый поток	3п	—	0,28	—
	5п	0,20	0,34	1,7
	6п	0,46	0,60	1,3
	7п	—	0,31	—
Кратер IV, бомба Лавовый поток	9п	0,30	0,25	0,8
	578п	0,25	0,17	0,7
	584А	0,20	0,35	1,7
Вторая стадия прорыва с 16 ноября по декабрь, лавовый поток	47п	0,25	0,22	0,9
	49п	0,25	0,22	0,9
	55п	—	0,50	—
	56п	0,25	0,34	1,3
	57п	0,18	0,35	2,0
	59п	—	0,40	—
	513п	0,25	0,20	0,8
	517п	0,50	0,32	0,8
	580п	0,25	0,25	1,0
Последняя порция лавы				



1	2	3	4	5
Пеплы прорыва				
500 м от прорыва	19к		0,38	
на ст. Апахончич, 12 км от прорыва	16к	—	0,30	
	32к	0,18	0,30	1,7
2 км от прорыва	31к	0,30	0,25	0,8
15 км от прорыва	18к	0,26	0,42	1,6
Вершинные извержения, 1968 г.				
на выс. 4700 м	659 68	0,20	0,20	1,0
	660 68	0,30	0,25	0,8
	661 68	—	0,23	
Пепел, отобранный с кромки вершинного кратера	14к	0,25	0,30	1,2
Бомба из кратера	1к	0,26	0,15	0,6

что здесь в течение четвертичного времени развивался вулканизм, питаемый предположительно из одной общей области генерации магмы (Иванов, 1970). Эволюция вулканизма здесь имела обычную направленность — от андезито-базальтов и андезитов, составляющих основную массу изверженно-материала, до андезито-дацитов, дацитов, реже липаритов. Согласно Б. В. Иванову, кислые продукты генетически связаны с основными, являясь их дифференциатами. Древние породы Карымского вулкана представлены андезито-базальтами и андезитами, а продукты последних извержений и весь молодой конус имеет более кислый состав, т. е. на примере этого вулкана можно проследить эволюцию вещества от андезито-базальтов до дацитов и поведение урана и тория в этом процессе.

Изучение радиоактивности продуктов извержения одного состава (андезито-базальтового в среднем) в других вулканах Карымской группы позволит оценить, имеет ли место изменение концентрации урана и тория в питающем очаге в течение довольно продолжительного времени — от  $Q_2$  до наших дней.

Для Карымского вулкана интересно было также выяснить генетические соотношения состава кислых производных (да-

Таблица 7

## Средние данные по урану и торию в лавах Ключевского вулкана

Место взятия проб	U, $\gamma$ г	Th, $\gamma$ г	Th/U
Древние шлаковые конуса	0,24	0,20	0,8
Современные шлаковые конуса и потоки	0,24	0,20	0,8
Прорыв Пийпа, 1966 г., I стадия	0,27	0,31	1,1
Прорыв Пийпа, 1966 г., II стадия	0,25	0,31	1,2
Пеплы прорыва, 1966 г.	0,25	0,33	1,3
Вершинные извержения, 1968 г.	0,25	0,23	0,9
Средние по лавам Ключевского вулкана	0,25	0,27	1,1

Уран и торий в породах Карымского вулкана

Возраст	Порода	№ образца	U, $\mu$ г	Th, $\mu$ г	Th/U
Древний конус	Базальт	205/1	0,4	0,6	1,5
		205/6	0,6	0,6	1,0
	Андезито-базальт	1016	0,3	0,5	1,6
		1018		0,3	
		1021	0,5	0,5	1,0
Современный конус	Андезито-дацит	778	0,4	0,5	1,1
		781	0,4	0,5	1,2
		779	0,4	0,5	1,2
	Дацит	784	0,4	0,6	1,5
	Извержение 1963—1965 гг.	Дацит	724	0,4	0,5
Андезито-дацит		726	0,4	0,6	1,6
		1600	0,4	0,6	1,5
		1089a	0,4	0,4	1,0
Извержение 1963 г. (пепел)	Гранодиорит	737	0,5	0,60	1,2
		765	0,7	1,1	1,6
		1084	0,7	1,1	1,6

цитов) и ксенолитов гранодиоритового состава, которые находятся в пирокластических отложениях: имеют ли общий магматический источник эти образования или гранодиориты — это обломки пород более древней гранитоидной интрузии, находящейся под вулканом.

Данные по радиоактивности пород Карымского вулкана (табл. 8) показывают, что содержание урана и тория в более поздних и кислых дифференциатах практически такое же как в андезито-базальтах и андезитах (U в среднем 0,4  $\mu$ г, Th — 0,5  $\mu$ г, Th/U=1,2).

Близкие к нашим данные получены Д. Готтфридом (Gottfried et al, 1963) для серии пород Марьянских островов и Колумбии. Так, в лавах о. Сайпан содержание тория одинаково в андезитах и дацитах (1,1 и 1,2  $\mu$ г соответственно), содержание урана (0,51 и 1,1  $\mu$ г) увеличивается лишь в 2 раза.

В четвертичных эффузивах Западной Колумбии, напротив, торий увеличивается почти в два раза при переходе от базальтов к дацитам (1,1 и 2,1  $\mu$ г соответственно), а уран возрастает совсем незначительно (0,8 и 1,3  $\mu$ г соответственно). Подобное поведение урана и тория можно объяснить какими-то специфическими условиями образования кислых вулканических пород. Либо в процессе извержения уран и торий подобно другим элементам (Иванов, 1970) показал накопление литофильных элементов Rb, Cs в возгонах) удаляется с газовой фазой и таким образом расплав обедняется этими элементами, либо отделение кислых расплавов в результате дифференциации происходило при таких условиях, что уран

Средние содержания урана и тория в породах Карымской группы вулканов

Вулкан, возраст	Порода	U, $\gamma/g$	Th, $\gamma/g$	Th/U
Двор, Q <sub>2</sub>	Базальты, андезитобазальты	0,3	0,5	1,6
Карымский Древний конус, Q <sub>4</sub>	Андезитобазальты	0,4	0,5	1,2
Современный конус, 7500 лет	Андезиты	0,4	0,5	1,2
Извержение 1962—1965 гг. (лавы)	Андезито-дациты, дациты	0,4	0,5	1,2
Извержение 1962—1965 гг. (пепел)	Андезито-дацит	0,4	0,4	1,0
Среднее по эффузивным породам		0,4	0,5	1,2
Ксенолиты	Гранодиориты, граниты	0,6	0,9	1,5

и торий не перешли преимущественно в кислый расплав.

Сравнение радиоактивности изученных ксенолитов с радиоактивностью дацитов Карымского вулкана, а также с типичными миоценовыми гранитоидами Камчатки (Леонова и др., 1971) показало, что ксенолиты по содержанию урана (0,6  $\gamma/g$ ), тория (0,9  $\gamma/g$ ) и особенно Th/U=1,5 гораздо ближе к дацитам (U—0,4  $\gamma/g$ , Th—0,5  $\gamma/g$ ; Th/U=1,2), чем к типичным гранитоидам Камчатки (U=1,2  $\gamma/g$ ; Th=3,6  $\gamma/g$ ; Th/U=3,0).

Очевидно, источник вещества для дацитов Карымского вулкана и для ксенолитов гранодиоритового состава один и тот же. Различия в абсолютных содержаниях урана и тория в дацитах и ксенолитах трудно объяснить однозначно. Возможно, они связаны с недостаточным количеством исследованного материала. Было изучено всего 3 ксенолита, причем для них также отмечен значительный разброс в содержаниях урана (0,5—0,7  $\gamma/g$ ) и особенно тория (0,6—1,1  $\gamma/g$ ).

Возможно также, что разные условия застывания привели к тому, что в полнокристаллических породах по сравнению с эффузивными уран и торий сохранились более полно и поэтому общее содержание урана и тория в гранодиоритовых ксенолитах несколько выше, чем в дацитах.

В табл. 9 приведены средние данные по радиоактивности пород вулканов Двор (возраст — Q<sub>2</sub>) и Карымского (возраст от Q<sub>4</sub> до извержения 1962—1965 гг.). Если принять гипотезу о постоянстве общего очага питания Карымской группы вулканов, то данные табл. 9 показывают, что за время существования очага (~1 млн. лет) концентрация урана и тория в области питания практически не изменилась.



Уран и торий в породах вулкана Менделеева

Порода	№ образца	U, γг	Th, γг	Th/U
Андезито-базальт	21	0,22	0,35	1,6
	24	0,14	0,30	2,1
Среднее		0,18	0,32	1,8
Дацит Купола	31	0,36	0,70	1,9
	36	0,32	0,50	1,5
	176	0,40	0,57	1,4
	177	0,34	0,47	1,4
Среднее		0,35	0,56	1,6

Таким образом, на примере вулканитов Ключевской сопки было показано, что радиоактивность расплавов в источнике питания не изменилась за 10 тыс. лет; изучение вулканов Карымской группы увеличило этот период уже до 1 млн. лет.

В качестве примера дифференциации от андезито-базальтов до дацитов можно привести также на о. Кунашир (Курильские острова). Древняя сома вулкана Менделеева сложена андезито-базальтами, на вершине имеется молодой экструзивный купол дацитового состава (Мархинин, 1967).

В кислых, последних, дифференциатах вулкана наблюдается незначительное (меньше, чем двукратное) увеличение концентрации урана и тория (табл. 10).

На вулкане Горелый (юг Камчатки) вулканизм проявляется от нижнечетвертичного ( $Q_1$ ) до настоящего времени, причем в породах фундамента и древней постройки вулкана наблюдаются дифференциаты от андезито-базальтов до дацитов и липаритов и только в современной постройке проявилась пока первая фаза деятельности, характеризующаяся излиянием андезито-базальтов (Кирсанов и др., 1964; Kirsanov, 1967).

Таким образом, в отличие от вулканов Карымского и Менделеева на Горелом кислые продукты (дациты, липариты) характерны лишь для первых двух этапов вулканизма и имеют возраст  $Q_1 - Q_{2-3}$ .

Основные лавы составляют главную массу изверженных пород во всех трех этапах вулканизма. Если предположить, что область питания вулкана Горелого достаточно долгоживущая и что основные лавы на всем протяжении вулканической деятельности подаются из одного очага, то, изучив распределение урана и тория в них, можно сказать, претерпевает ли какое изменение вещественный состав в очаге питания за столь значительный промежуток времени (от  $Q_1$  до наших дней).

Таблица 11

## Уран и торий в породах вулкана Горелого

Порода	U, γ/г	Th, γ/г	Th/U
<i>Фундамент</i>			
Андезито-базальт	0,20	0,18	0,9
	—	0,20	—
	0,20	0,15	0,8
Андезит	0,30	0,60	2,0
	0,40	0,80	2,0
	0,30	0,60	2,0
Андезито-дацит	0,75	1,00	1,3
	1,20	2,00	1,7
Дацит	—	2,40	—
	1,64	2,80	1,7
Дацит-липарит	1,70	3,80	2,1
<i>Древняя постройка</i>			
Андезито-базальт	0,25	0,42	1,7
	0,30	0,65	2,2
Андезит	—	0,73	—
	0,50	0,75	1,5
	0,40	0,70	1,8
Андезито-дацит	0,70	1,30	1,8
	1,55	1,60	1,0
Дацит	1,35	1,70	1,3
<i>Современная постройка</i>			
Андезито-базальт	0,16	0,21	1,3
	0,18	0,35	2,0
	0,40	0,30	0,7
	0,30	0,30	1,0
	—	0,23	—
	—	0,47	—
—	0,20	0,22	1,1

Как видно из данных табл. 11 и 12 на первом и втором этапе вулканической деятельности Горелого имеет место значительное возрастание содержания урана и тория от основных пород (U—0,25γ/г; Th—0,28—0,42 γ/г; Th/U=1,2—1,7) к кислым (U—1,2—1,3 γ/г; Th—1,6—2,4 γ/г; Th/U=1,3—1,8).

Базальты и андезито-базальты всех трех этапов деятельности Горелого содержат близкие концентрации урана и тория, соответственно в породах фундамента урана—0,23 γ/г, тория 0,28 γ/г, Th/U—1,2; в породах древнего вулкана урана—0,25 γ/г, тория—0,42 γ/г, Th/U—1,7, в породах молодого конуса урана—0,25 γ/г, тория 0,30 γ/г, Th/U=1,2. Таким образом, если питание вулкана Горелого идет из одного очага, то в нем, за время >1 млн. лет практически не наблюдается изменения в содержании урана и тория.

Дифференциация базальтового расплава, приводящая к образованию дацитов, происходит, очевидно, в периферических очагах и у вулкана Горелого приводит к 5-кратному обогащению кислых продуктов дифференции ураном и торием.

Если рассмотреть в целом представленный в данной главе материал, то можно отметить следующее.

1. В процессе дифференциации современных и четвертичных магм андезито-базальтового, андезитового состава уран и торий накапливаются в наиболее кислых и молодых членах ряда дифференциации—в дацитах и липаритах. В среднем темп этого накопления невелик, что, вероятно, объясняется относительно кратким временем самого процесса и не очень значительным в связи с этим разделением вещества.

Таблица 12

Средние содержания урана и тория в породах вулкана Горелого

Порода	U, γг	Th, γг	Th/U
<i>Фундамент</i>			
Андезито-базальты	0,23	0,28	1,2
Андезиты	0,35	0,70	2,0
Дациты, липариты	1,32	2,40	1,8
<i>Древняя постройка</i>			
Андезито-базальты	0,25	0,42	1,7
Андезиты	0,40	0,71	1,8
Дациты	1,20	1,60	1,3
<i>Современная постройка</i>			
Андезито-базальты	0,25	0,30	1,2

кислые породы практически содержат одинаковое количество урана и тория. Поскольку во всех рассмотренных нами примерах дациты несомненно являются дифференциатами основной магмы, можно констатировать, что при современном вулканизме имеет место накопление урана и тория в процессе дифференциации, но степень этого накопления невелика.

Можно предполагать, что такая дифференциация происходит в периферических очагах, причем часть кислых продуктов изливается в виде лав или выбрасывается в виде пемз и игнимбригов, а другая часть кристаллизуется на глубине, образуя полнокристаллические разности. Подобные родственные образования дацита и гранодиорита были изучены на вулкане Карымском.

2. Заметного изменения общего состава, а также содержания урана и тория не наблюдается в образованиях, источником которых служат глубинные очаги. Так, для вулкана Ключевского в течение 10 000 тыс. лет, для вулканов Карымской группы в течение 1 млн. лет и для вулканов Горелого и его фундамента в период  $> 1$  млн. лет практически подается весьма однородный по содержанию радиоактивных элементов материал. Это может быть свидетельством того, что за период времени порядка первых миллионов лет не происходит существенного изменения в очаге, который является источником питания для данного вулкана, т. е. в пределах очага не наблюдается заметной дифференциации вещества.

Действительно, в среднем состав пород в ряду дифференциатов меняется от андезито-базальтов, андезитов до андезито-дацитов, дацитов. Крайние члены ряда — базальты, с одной стороны, и очень кислые породы — липариты — с другой, встречаются редко. Для отдельно взятых вулканических построек вариации несколько шире. Так, для вулкана Горелого в ряду дифференциатов (андезито-базальт — дацит-липарит) содержание урана и тория меняется в 5 раз. С другой стороны, на вулкане Карымском и основные, и



УРАН И ТОРИЙ  
В ПОСТВУЛКАНИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ

## Продукты фумарольной деятельности вулканов

Состав газов, выделяющихся в процессе извержения, изучается в настоящее время главным образом на фумаролах или, в меньшей степени, над лавовыми озерами (Килауэа, Этна, Никоронгуа). Прямой метод изучения газов при эруптивном извержении до настоящего времени отсутствует. В качестве косвенного здесь иногда применяют изучение вытяжек пеплов, предполагая, что какая-то часть газовой составляющей адсорбируется на них. Изучение радиоактивности фумарольных газов ограничивалось до сих пор определениями радона ( $Rn$ ) и торона ( $Tn$ ) в фумарольных газах вулканов (Шаврова, 1937; Чирков, 1964; Ивасаки и др. 1969; Sveinbjörn, 1968). Непосредственно содержания урана и тория в конденсатах газов не измерялись. Соотношения изотопов урана и тория, и  $Th/U$  были определены в некоторых эксгаляциях вулканов Индонезии и Камчатки (Козачевский и др., 1964; Чердынцев и др., 1968). По их данным,  $Th/U$ -отношение в продуктах вулканических эксгаляций очень мало ( $\approx 0,0025$ ). Этим исчерпываются наши знания о возможности переноса урана и тория в газовой фазе на вулканах.

Оставляя пока в стороне вопрос об источнике элементов, переносимых и отлагаемых фумарольными газами, отметим, что подобные данные для любого элемента представляют очень большой интерес. Действительно, при рассмотрении переноса и концентрации вещества в рудном процессе мы можем представить этот перенос либо в газовой фазе, либо в растворах. Неслучайно поэтому столь широко развернулись в последние годы экспериментальные работы по изучению летучести, условиям стабильности и растворимости хлоридов и фторидов ряда тяжелых металлов ( $Sn$ ,  $Pb$ ,  $Ti$  и др.). В геологических работах, посвященных возможной роли газов в транспортировке и отложении металлов, также ссылаются на обнаружение рудных минералов или повышенных концентраций рудных элементов в вулканических возгонах (Krauskopf, 1961). Не составляют исключения в этом смысле уран и торий. Некоторые химические соединения урана и тория летучи (фториды, хлориды) и, следовательно, теоретически эти элементы могут переноситься в газовой фазе. С другой стороны, известны случаи концентрации урана в связи с вулканическими аппаратами. Вынос урана с газами в этом случае также может рассматриваться как один из возможных вариантов для объяснения этих концентраций.

## Уран и торий в пеплах и лавах прорыва Пийпа (Ключевская сопка)

№ образца	Место и время взятия образца	U, $\gamma/g$	Th, $\gamma/g$	Th/U
1-к	Бомба из вершинного кратера Ключевской сопки	0,26	0,15	0,6
14-к	Пепел, выброшенный из вершинного кратера Ключевской сопки, 28.8.1966.	0,25	0,30	1,2
3-п	Прорыв Пийпа, нижний кратер, бомба, 12.10.1966.		0,28	—
19-к	Пепел, выброшенный 12.10.1966, собран в	0,1	0,38	3,8
9-п	500 м к северу от кратера Кратер IV, лавовая бомба, 18.10.1966	0,30	0,25	0,8
31-к	Пепел, собранный в 2 км от кратера, 18.10.1966	0,30	0,25	0,8
16-к	Пепел, собранный на ст. Апахончич, в		0,30	—
32-к	12 км от прорыва, 7.7.1966 Пепел, Апахончич, 25.10.1966.	0,18	0,30	1,7
18-к	Пепел, собранный в районе р. Киргурич, 15 км от центра извержения, 9.10.1966	0,26	0,42	1,6

Исходя из изложенного выше, было изучено содержание и распределение урана и тория в возгонах вулкана Ключевского (прорыв Пийпа) и в свежих пеплах, выброшенных во время эксплозивной фазы извержения.

Как уже говорилось, изучение пеплов и сравнение их с лавами и пирокластическими породами, образовавшимися во время одного извержения, является косвенным методом обнаружения возможной концентрации того или другого элемента в газах. Во время извержения прорыва Пийпа, происходившего с октября 1966 г. по январь 1967 г., И. Т. Кирсанов собрал образцы пеплов (пеплы отбирались прямо на бумагу с воздуха и не находились в контакте с почвой, водой и снегом) и одновременно образцы из лавового потока, изливавшегося из 3-х бокк (Кирсанов, 1967). Как видно из приведенных в табл. 13 данных, пеплы по содержанию урана и тория практически не отличаются от лавовых пород, т. е. либо существенной адсорбции урана и тория из газов не было, либо концентрация элементов в газах была очень низкой.

Продукты эксгаляций прорыва Б. И. Пийпа, возгоны, собранные как в устье фумарол на трещинах, так и на остывающем лавовом потоке, были представлены в наше распоряжение И. Т. Кирсановым. Все возгоны, образующиеся в процессе извержения и остывания потока можно разделить на несколько групп по температуре (Кирсанов, и др., 1969). В связи с незначительным количеством отдельных образцов возгонов, а также невозможностью отобрать чистые продукты возгонов, мы в своей работе объединили некоторые образцы и рассматривали в дальнейшем геохимию возгонов, исходя из разделения их на 3 группы по составу (сульфаты, хлори-

Уран и торий в возгонах прорыва Пийпа (Ключевская сопка)

№ образца	Состав возгонов	$t^{\circ}$ , С	U, $\gamma/g$	Th, $\gamma/g$	Th/U
<i>Хлориды</i>					
107П	Нашатырь	<100	0,014	0,028	2,0
15П	— » —	>100	0,022	0,034	1,6
68П, 43П	Смесь хлоридов и сульфатов железа	>100	0,041	0,030	0,7
11к	Галит, сильвинит (Cl'—43%, SO''—0,97%)	>300		0,050	
8ка, 8к/67	Смесь хлоридов и сульфатов	>500	0,05	0,060	1,2
<i>Сульфаты</i>					
1А, 1Б	Сульфаты (SO <sub>4</sub> <sup>4</sup> = 40—43%, Cl'—нет)	96	0,06	0,045	0,7
1Б—2, 1А—2					
4А, 4Б	Сульфаты (SO''—40%)	94	0,08	0,060	0,7
62П	Сульфат чистый		0,07	0,045	0,6
<i>Фториды</i>					
7А, 7К	Сульфаты, хлориды, фториды	500—700	0,20	0,18	0,9
9К <sub>1</sub> , 9К <sub>2</sub>	Сульфаты, фториды (F до 20%)	~700	0,21	0,20	1,0
18П	Чистый фторид	~700	0,25	0,28	1,1

ды, фториды) и 2 группы по температурам — (низкотемпературные ( $\sim 100^{\circ}$ ) и высокотемпературные ( $\sim 500—700^{\circ}$ ). Полученные нами данные по содержанию урана и тория в возгонах (табл. 14) показывают, что содержание урана колеблется от 0,014 до 0,25  $\gamma/g$ , достигая максимальных величин в высокотемпературных фторидах; содержание тория меняется от 0,028 до 0,28  $\gamma/g$ , причем самые высокие концентрации также отмечены во фторидах.

В наиболее чисто отобранных продуктах возгонов (хлоридах, сульфатах, фторидах) распределение урана и тория показано в табл. 15.

Полученные результаты однозначно указывают на различную степень переноса урана и тория в газах разного состава. Так, максимальные концентрации этих элементов наблюдаются во фторидах, на порядок меньше — в низкотемпературных хлоридах. Для последних с увеличением температуры газов, из которых образуются возгоны, несколько возрастает содержание тория (с 0,03 до 0,05  $\gamma/g$ ).

В сульфатах содержание урана и тория промежуточное между хлоридами и фторидами. Несмотря на одинаковую



Таблица 15

## Уран и торий в наиболее чистых продуктах возгонов

Состав	$t^{\circ}, C$	U, $\gamma/g$	Th, $\gamma/g$	Th/U
Хлориды нашатырь	100	0,018	0,031	1,7
	300		0,05	
Сульфаты	100	0,07	0,05	0,7
	700	0,25	0,28	1,1

температуру образования (100°) сульфаты содержат урана (0,07  $\gamma/g$ ) и тория (0,05  $\gamma/g$ ) гораздо больше, чем хлориды (нашатырь).

Особенностью сульфатов является низкое  $Th/U=0,7$ , т. е. преимущественный перенос урана по сравнению с торием. Повышенное по сравнению с сульфатами и хлоридами содержание урана и тория во фторидных возгонах позволяет сделать предположение о переносе этих элементов преимущественно в виде комплексных соединений со фтором, а возможно, объясняется максимальными температурами этих фумарол. Вообще говоря, решить вопрос о форме переноса урана и тория в газах, содержащих такие ионы, как  $SO_4$ ,  $Cl'$ ,  $F'$ , затруднительно, поскольку это не сухие газовые системы. Известно, что более 80% всех фумарольных газов составляет вода, а хорошо летучие фториды урана и тория гидролизуются в присутствии воды. Таким образом, на примере изученных нами возгонов хлоридов, сульфатов и фторидов можно сделать пока только качественный вывод о самом факте переноса фумарольными газами этих элементов. В какой форме они переносятся — вопрос остается открытым. Намечающаяся закономерность переноса больших количеств урана и тория в виде фторидов, нивелируется в какой-то степени температурным фактором. Этот вопрос необходимо изучить более детально.

Более интересны полученные данные о количестве урана и тория в возгонах. Оно очень невелико и не достигает даже концентраций этих элементов в исходных базальтах (см. табл. 13). Следует отметить очень четкое постоянство  $Th/U$ -отношения во всех продуктах возгонов (0,7—1,7), практически такое же, как в исходных породах. Возможно, это является одним из признаков, указывающих на то, что уран и торий извлекаются фумарольными газами из вмещающих пород. Некоторое различие в летучести соединений урана и тория теоретически должно было бы сказываться в соотношении этих элементов, если бы газы, переносящие уран и торий, отделялись непосредственно от расплава. Впрочем эти рассуждения весьма гипотетичны и в настоящее время

## Уран и торий в породах Ключевского вулкана (прорыв Пийпа), подвергшихся воздействию газов

№ образца	Порода	U, γ/g	Th, γ/g	Th/U
9К—1	Прогретая из нижней части трещины	0,40	0,40	1,0
9К—2	Прогретая из средней части трещины	0,30	0,40	1,3
9К—3	Разогретая с прожилками белых возгонов	0,22	0,30	1,4
10К—2	Шлаки, прогреваемые газами	0,30	0,40	1,3
13—К	Центральная часть лавового потока, прогретая при $T > 500^\circ$	0,40	0,45	1,1
5К—1	Ожелезненная масса под корой, $T \sim 300^\circ$	0,30	0,30	1,0
5К—2	Корка вулканического пепла, сцементированная возгонами ( $T > 100^\circ$ )	0,18	0,40	2,2
5К—3	Корка вулканического пепла, сцементированная возгонами в полости трещины ( $T > 500^\circ$ )	0,23	0,20	0,9
5К—4	Ожелезненная масса розовато-бурого цвета	0,16	0,25	1,5
Среднее		0,27	0,34	1,2

нельзя сказать определенно — металлы, присутствующие в возгонах, заимствованы газами из расплавов (эксперименты Н. И. Хитарова и др. (1967) показали такую принципиальную возможность) или из пород, через которые они мигрируют. В настоящее время большинство исследователей склоняется к тому, что не только катионы, но часто и анионы, определенные в фумарольных газах, заимствованы из уже закристаллизовавшихся пород (Виноградов, 1970).

Изученный нами разрез пород (образцы представлены И. Т. Кирсановым) в районе действия высокотемпературных фумарол показал (табл. 16), что ни существенного выноса, ни привноса урана и тория при этом не происходит. В целом можно сказать, что на базальтовых вулканах (типа Ключевского) возгоны, образующиеся в результате фумарольной деятельности, по содержанию урана и тория в них уступают, иногда очень значительно, даже исходным базальтам, т. е. концентрации этих элементов в процессе газового переноса не наблюдается. Вместе с тем, хоть и в незначительных количествах, но уран и торий переносятся как со фторидами, так и, в меньшей степени, с сульфатами и хлоридами. Незначительная концентрация урана и тория в возгонах связана главным образом с общим низким содержанием этих элементов как в расплавах, так и в застывших базальтах. В случае, когда исходные породы (и магмы) обогащены радиоактивными элементами, возможна повышенная их концентрация и в постмагматических продуктах. В качестве примера такого района можно привести вулкан Латинум в Северной Италии (Loccardi et al, 1969).

## Термальные воды областей активного вулканизма

Термальные воды зон активного вулканизма представляют интерес не только с точки зрения их практического использования, как носителей пепла, но также и для теоретических геохимических построений. Для термальных вод вулканических областей можно попытаться также решить вопрос о происхождении самого раствора и присутствующих в нем компонентов.

Поскольку в формировании термальных вод принимают участие расплавленные массы пород (в виде каналов действующих вулканов или периферических магматических очагов), служащие источником тепла, резонно предположить, что часть вещества растворов (сама вода и растворенные в ней компоненты) может быть генерирована из расплавов. Вопрос об эндогенной составляющей термальных вод вулканических районов рассматривался многими авторами, но полученные выводы очень противоречивы.

Уран, как известно, весьма широко участвует в гидротермальном процессе, торий — несравненно меньше. В связи с этим, а также из-за отсутствия надежных методов определения, степень изученности урана и тория в водах различна. Для урана имеется много данных по содержанию и формам нахождения в водах морей, океанов, источников, для тория эти сведения незначительны и крайне противоречивы.

Геохимическое поведение урана в водах определяется хорошей растворимостью солей шестивалентного урана, наличием прочных карбонатных комплексов и формой нахождения урана в породах. Среднее содержание урана в водах морей и океанов составляет 3  $\gamma$ /л (Виноградов, 1967), в поверхностных водах (реки, озера) колеблется от 0,1 до 4  $\gamma$ /л (Ламберт и др., 1962; Батурин и др., 1969). В термальных водах предел колебаний еще выше (от 0,1 до 60  $\gamma$ /л) (Iugain, 1957; Шик, 1961). В термальных водах вулканических областей содержание урана колеблется от 0,05 до 0,81  $\gamma$ /л (Купцов и Чердынцев, 1969).

Уран в природных водах присутствует главным образом в виде растворимых карбонатных, сульфатных или гидроксо-комплексов. Концентрация урана в воде обычно четко зависит от содержания его в окружающих породах; повышенное содержание урана в водах служит одним из поисковых критериев на урановые месторождения (Германов, 1963).

Содержание тория в морской воде, по данным Виноградова (1967), колеблется от 0,01 до 0,6  $\gamma$ /л. Предполагается, что торий присутствует в воде в виде тонкодисперсной  $\text{ThO}_2$ , которая адсорбирована на коллоидах и осадках, а доля тория, находящегося в истинном растворе, ничтожна (Виноградов,



1967; Шведов и др., 1968). В термальных водах вулканических областей торий ранее не определялся.

На Камчатке и Курильских островах широко проявляются термальные воды. Наиболее распространены перегретые глубинные хлоридно-натровые воды, в меньших масштабах — карбонатные термы и кислые сульфатные воды. Термальные воды вулканических областей обычно называют современными гидротермами и связывают их непосредственно либо парагенетически с магматическими процессами, происходящими в данном регионе. С этой точки зрения изучение содержания урана и тория в термальных водах представляет несомненный интерес. Были изучены хлоридно-натровые воды Долины Гейзеров и кальдеры Узон и карбонатные воды Налачево.

Долина Гейзеров и кальдера Узон расположены в пределах Восточно-Камчатской вулканической зоны. Район сложен в основном вулканогенными породами базальт-андезит-дацитового состава. В пределах его отмечаются проявления современного вулканизма, выраженные в интенсивной сольфатарной деятельности (Пийп, 1937; Набоко, 1968). Здесь, по данным Г. Ф. Пилипенко (1971), разгружаются глубинные перегретые хлоридно-натровые термы, которые в процессе химической дифференциации и приповерхностного метаморфизма в зоне окисления (взаимодействие с инфильтрационными водами и вмещающими породами) превращаются в сульфатно-хлоридно-натровые термы.

Налачеевские карбонатные термы относятся к классу азотноуглекислых терм и образуются в условиях относительно большой перегретости земных недр (Иванов, 1961). Появление в них  $\text{CO}_2$  объясняется процессами метаморфизма. Однако, поскольку Налачеевские источники находятся в районе действующих вулканов (Авачи и Корякского), Б. И. Пийп и другие исследователи считают, что источники связаны с деятельностью вулканического очага. Повышенная концентрация В, As и других элементов в Налачеевских термах объясняется привнесом с вулканическими эксгаляциями. Район сложен вулканогенными породами третичного и четвертичного возраста, а также интрузией диоритов и кварцевых диоритов (Комкова и др., 1971).

Содержания урана и тория в термальных водах представлены в табл. 17, усредненные данные в табл. 18. В качестве эталона сравнения брали снеговую воду и поверхностные гидрокарбонатные воды (оз. Дальнее в кальдере Узон). Поскольку высокотемпературные хлоридно-натровые воды являются исходным типом воды в районе Долина Гейзеров — кальдера Узон, представляет интерес более детально рассмотреть содержание и формы нахождения урана и тория в этих водах. Как видно из табл. 17, содержания урана и то-

## Уран и торий в некоторых термальных водах Камчатки

Вода	Место взятия пробы	pH	t, °C	U, γ/л	Th, γ/л	Th/U
<i>Долина Гейзеров и кальдера Узон</i>						
Гидро- карбонатная	Снежная вода	5,0	4	0,004	0,013	3,2
	Оз. Дальнее	5,0	4	0,004	0,050	1,2
Хлоридно- натровая	Гейзер Великан	6,5	100	0,008	0,013	1,6
	Гейзер Первенец	6,5	100	0,015	0,025	1,6
	Источник Банный II	6,0	90	—	0,020	—
	Источник Центральный	6,0	85	0,013	0,020	1,5
Сульфатно- хлоридная	Оз. Восьмерка	3,0	21	0,16	0,06	0,4
	Оз. Оранжевое	2,5	20	0,09	0,08	0,9
	Оз. Фумарольное	2,5	23	0,08	0,08	1,0
	Источник Банный I	2,0	40	—	0,14	—
	Источник III	1,0	20	1,00	0,40	0,4
<i>Налачево</i>						
Карбонатная	Источник Коренной	6,5	74	0,035	0,07	2,0
	Источник 22	6,4	70	0,035	0,10	2,8
	Купол I, котел	6,0	57	0,04	0,07	1,7
	Термальный водоем в террасе	6,5	35	0,05	0,06	1,2

рия в этих водах самые низкие и лишь незначительно (в 2—3 раза) отличаются от снеговой воды. Относительно источника урана и тория в хлоридно-натровых водах можно сделать два предположения: 1) эти элементы извлекаются хлоридно-натровыми перегретыми водами из пород, в которых они формируются и 2) привносятся флюидом (эндогенной его составляющей) из зоны генерации флюида, т. е. из расплава. В настоящее время однозначно этот вопрос не может быть решен, так как не известно, прежде всего, количество эндогенной составляющей флюида в хлоридно-натровых водах. Однако, исходя из абсолютных концентраций урана и тория, а также Th/U-отношения, представляется, что вероятнее всего эти элементы извлечены формирующимися хлоридно-натровыми водами из вмещающих пород. Известно, что в геологиче-

Таблица 18

## Средние содержания урана и тория в термальных водах Камчатки

Тип воды	pH	t, °C	U, γ/л	Th, γ/л	Th/U
Снежная	5	4	0,004	0,013	3,2
Хлоридно-натровая	6,5	100	0,012	0,02	1,6
Сульфатно-хлоридно- натровая	3	20	0,10	0,07	0,7
Сульфатная	1—2	20—40	1,00	0,27	0,27
Карбонатная	6	70	0,04	0,07	1,7

ском разрезе присутствуют вулканогенные породы, имеющие, по нашим определениям, низкие абсолютные содержания урана (0,4  $\gamma$ /г), тория (0,5  $\gamma$ /г) и отношение Th/U (1,2).

Если бы уран и торий отделялись от расплава вместе с летучими компонентами, отношение Th/U в термальных водах должно быть значительно ниже, чем полученные нами цифры (1—1,5), так как соединения урана (хлориды U (IV) и фториды U (VI)) более летучи, чем соответствующие соединения тория. Очевидно, нельзя совершенно отрицать вынос урана и тория с эндогенным флюидом из расплавов, но доля этой эндогенной составляющей будет во много раз меньше доли, извлеченной из пород. Предполагаемая некоторыми авторами гипотеза о морском происхождении хлоридно-натровых вод района не подтверждается нашими данными по урану, так как океанические воды содержат 3  $\gamma$ /л урана, что в 300 раз превышает концентрацию этого элемента в хлоридно-натровых термах. Выше указывалось, что вопрос о формах нахождения урана в водах морей и океанов при pH = 7—8 изучен обстоятельно: основная часть урана присутствует там в растворимом состоянии в виде комплексов  $UO_2(CO_3)_3^{4-}$  и  $UO_2(CO_3)_2^{2-}$ .

Большинство авторов считает, что торий в нейтральных водах не может существовать в виде истинных растворов, а находится в виде  $ThO_2$  и малорастворимых гидроокисей. Однако, учитывая значение произведений растворимости гидроокиси тория и чрезвычайно низкое содержание тория в хлоридно-натровых водах, можно предположить, что в данных растворах не только уран, но и торий находится в растворенном состоянии в виде сложных гидрооксо-комплексов типа  $ThO_2OH^+$ ,  $Th(OH)^{3+}$ ,  $Th(OH)_2^{2+}$ ,  $Th_6(OH)_5^{9+}$  и др. (Дроздовская и др., 1968).

Сульфатно-хлоридные и сульфатные воды района образуются в результате процесса метаморфизма хлоридно-натровых вод (Пилипенко, 1971). Содержание урана в сульфатных водах относительно высокое.

Таким образом, для термальных вод района наблюдается совершенно четкое возрастание концентрации урана в зависимости от pH раствора: при изменении pH от 6,5 до 1—2 концентрация урана возрастает на 2 порядка (от 0,004 до 1  $\gamma$ /л). Содержание тория в кислых сульфатных водах по сравнению с хлоридно-натровыми увеличивается лишь в 10 раз (от 0,02 до 0,27  $\gamma$ /л). Разное поведение урана и тория при метаморфизме хлоридно-натровых вод особенно четко видно на изменении отношения Th/U (от 1,6 до 0,27). Увеличение содержания урана и тория в кислых сульфатных водах указывает на то, что источником этих элементов, очевидно, являются вмещающие породы. В связи с общим крайне низким содержанием урана и тория в вулканогенных породах



района и доля извлеченных элементов невелика. Так, максимальная концентрация урана в кислых водах с  $\text{pH}=1-3$  ( $1 \text{ } \mu\text{/л}$ ) равна обычному содержанию этого элемента в водах рек и озер и в 3 раза меньше, чем содержание в океане. Это лишний раз подчеркивает прямую связь концентрации урана в водах с содержанием его в породах района, где формируются воды. В кислых сульфатных водах, очевидно, уран и торий присутствуют в ионном состоянии, скорее всего, в виде сульфатных или гидроксо-комплексов (Дроздовская и др., 1967б).

Налачевские карбонатные воды характеризуются близкими значениями  $\text{pH}$  ( $6-6,5$ ) и температуры ( $50-74^\circ$ ) (см. табл. 17). Среднее содержание урана и тория в этих водах соответственно  $0,04 \text{ } \mu\text{/л}$  и  $0,07 \text{ } \mu\text{/л}$ .

Отношение  $\text{Th/U}$  для большинства проб воды колеблется в пределах  $1-2$ .

Можно предположить, что источником  $\text{CO}_2$  и других компонентов (в том числе урана и тория) служат вмещающие породы. Способность урана и тория образовывать устойчивые карбонатные комплексы приводит к тому, что в карбонатных водах концентрация этих элементов в несколько ( $3-10$ ) раз выше, чем в хлоридно-натровых водах (предполагаются близкие содержания урана и тория в породах, где формируются оба типа вод).

Форма нахождения урана и тория в карбонатных водах определяется высоким содержанием в них иона  $\text{CO}_3^{2-}$ . Очевидно, уран находится в виде  $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{4-}$  или  $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2^{2-}$ , для тория известны комплексы типа  $\text{Th}(\text{CO}_3)_5^{6-}$  (Дроздовская и др. 1967а, Дроздовская и др. 1968); устойчивость карбонатных комплексов падает от урана к торию.

Кроме самих термальных вод, на содержание урана и тория были проанализированы и осадки, выпадающие из них. Поскольку в большинстве случаев осадки были представлены гидроокислами  $\text{Si}$ ,  $\text{Al}$ ,  $\text{Fe}$ , которые, как известно, сильно сорбируют уран и торий, интересно было выяснить, происходит ли такая сорбция в природных условиях, т. е. накапливается ли уран и торий в этих осадках относительно исходных пород и самих вод. В литературе описаны случаи адсорбции урана и тория глинистыми минералами из природных вод (Muto et al, 1965), окислами и сульфидами железа из термальных вод вулканической провинции Латиум в Северной Италии (Loccardi, 1969), а также отсутствие видимой концентрации урана на лимонитах и гидроокислах алюминия из кратерного озера вулкана Иджен (Индонезия) и лимонитового озера вулкана Хмельницкого на о. Парамушир (Козачевский и др., 1964).

Мы брали свежевывавшие осадки из горячих ( $T=70-90^\circ$ ) вод на термальных площадках вулканов Бурлящий (Б. Семья-

чик), в кальдере Узон и в районе Налачевских терм. рН во всех водах, из которых брались осадки, менялось незначительно (от 6,5 в карбонатных термах Налачево до 7 в водах вулкана Бурлящего и кальдеры Узон). Осадки обычно выпадают либо при смешивании горячих вод, вытекающих из гриффона с более холодными водами (обр. 101а), либо при охлаждении горячих вод непосредственно у выхода гриффона (обр. 106). Эти осадки имеют вид студенистых образований, иногда напоминающих водоросли. На стенках гриффов и вблизи их образуются более плотные слоистые осадки (обр. 115, 117), уже высохшие корочки над гриффом (обр. 101б) или в устье самого гриффона (обр. 103). На вулкане Бурлящем был также собран ярко-красный осадок гидроокислов железа (обр. 107), устилающий дно ручейка, который вытекает из устья фумаролы. Второй тип осадков представляет из себя хлопьевидные, похожие на осадки гидроокисей Fe и Al, образования зеленого, серо-зеленого и серо-фиолетового цвета. Эти осадки выпадают обычно в некотором удалении от устья гриффона (обр. 118, 119, 120). Осадки отфильтровывались, высушивались и затем прокаливались при  $T=800^{\circ}$  в течение 5 ч. Химический анализ проводился для воздушно-сухих осадков, уран и торий определялись в осадке после прокаливания (табл. 19). Преобладающими компонентами в осадках вулканов Бурлящего и Узона являются гидроокислы Si, Al, Fe. Остальные элементы содержатся в незначительном количестве. Практически во всех осадках найдена сера (в виде S,  $S_{\text{сульф}}$  и  $SO_3$ ) и в некоторых (главным образом осадки из кальдеры Узон) — значительное количество органического углерода (15—35%). В осадках с вулкана Бурлящего количество  $C_{\text{орг}}$  не превышает 1,5%. Из микрокомпонентов в осадках вулкана Бурлящего несколько выше концентрации TiO<sub>2</sub> (1—2%) по сравнению с осадками Узона (0,4—0,8%). По данным полуколичественного спектрального анализа, в осадках вулкана Бурлящего, имеющих максимальное количество TiO<sub>2</sub>, отмечено повышенное (по сравнению с другими осадками) содержание ванадия (до 0,1%), меди (0,004%); только здесь обнаружены Ni, Co, Cr. Остальные элементы (Se, La, Zr, Sr, Ba) содержатся в незначительных и приблизительно одинаковых количествах. Осадки, образующиеся на изливе карбонатных Налачевских вод, представлены главным образом карбонатами (Са-травертинами) либо арсенатами и силикатами железа (табл. 20) (Комкова и др. 1971).

Данные по содержанию урана и тория в осадках, выпадающих из термальных вод разных районов Камчатки, приведены в табл. 21. Для удобства сравнения все полученные определения урана и тория (анализировались прокаленные образцы) пересчитаны на воздушно-сухую навеску. Если учесть,

## Химический анализ осадков, выпадающих из термальных вод Кальдера Узон и вулкана Бурлящего

Компоненты	Образцы						
	101 <sup>a</sup>	102	103	106	107	115	119
<i>Вулкан Бурлящий Кальдера Узон</i>							
SiO <sub>2</sub>	56,04	49,72	63,30	42,50		36,12	64,28
TiO <sub>2</sub>	1,12	1,00	2,00	0,69		0,75	0,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,94	15,96	9,91	12,72		2,34	3,44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,07	5,49	2,75	13,78	49,76	1,73	2,08
FeO	2,29	1,86	1,00	Не опр.			Не опр.
MnO	сл	сл	сл	сл			
MgO	0,44	0,44	0,11	1,76		0,50	0,22
CaO	0,95	0,63	0,79	1,45		1,59	1,27
Na <sub>2</sub> O	0,46	0,27	0,55	0,24		0,57	0,54
K <sub>2</sub> O	0,27	0,32	0,32	0,37		0,54	0,32
H <sub>2</sub> O	3,72	5,62	2,90	7,74	5,98	6,42	4,76
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	8,62	9,76	5,34	9,52	11,48	11,94	5,57
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,17	0,20	0,35		0,52	0,13
SO <sub>3</sub>	1,88	5,90	3,14	9,18		2,10	2,39
S <sub>пол.</sub>	0,18		3,34	0,24		0,37	0,49
S <sub>общ.</sub>		0,87	1,99				
C <sub>орг.</sub>		1,55	1,89			34,69	14,22
Σ	100,18	99,46	99,55	100,52		100,18	100,13

Аналитик Г. Некрасова, Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР.

что система осадок — раствор весьма динамична, а режимных наблюдений в районе почти не проводилось, следует относиться к полученным результатам с большой осторожностью и строить какие-либо количественные выводы, естественно, преждевременно. Можно охарактеризовать только качественно направление процессов в этой системе (эти характеристики тоже очень важны). Прежде всего, из данных табл. 21 видно, что несмотря на некоторые колебания, содержания урана и тория в осадках (особенно для вод одного вулкана) весьма близки между собой. Осадки гидроокисей Fe, Al, Si, выпадающие из термальных вод вулканов Бурлящего и кальдеры Узон, содержат в среднем 0,35 γ/г урана и 0,4 γ/г тория, Th/U в них колеблется в пределах 0,7—2,5.



Таблица 20

## Химический анализ осадков из термальных вод Налачево

Компоненты	Железо-мышьяковистый	Кремнистый	Карбонатно-кальциевый
SiO <sub>2</sub>	3,76	58,28	4,96
TiO <sub>2</sub>	0,006	—	0,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,64	13,65	18,82
FeO	0,75	0,43	0,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,99	1,38	0,25
MnO	0,34	0,85	0,37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,15	0,14
MgO		0,38	0,06
CaO	13,00	3,38	32,42
Na <sub>2</sub> O	0,34	0,42	0,69
K <sub>2</sub> O	0,33	0,16	0,33
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	7,31	5,46	4,34
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	7,77	4,54	3,52
As <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	7,82	6,51	12,70
As <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,47	2,22	3,65
CO <sub>2</sub>	0,88	0,64	17,11
Cl	0,007	0,17	—
SO <sub>3</sub>	0,0	0,014	0,42
C <sub>орг.</sub>	1,76	1,67	
Σ	100,43	100,30	
O—Cl <sub>2</sub>	0,001	0,04	
Сумма	100,43	100,26	100,06

При всей близости химических составов осадков Узона и Бурлящего они различаются между собой больше всего по наличию органического вещества. Так, в Узонских осадках найдено от 15 до 35% C<sub>орг.</sub>, в осадках вулкана Бурлящего лишь 1,5—2%. Однако содержание урана и тория в осадках обоих районов оказалось одинаковым, т. е. между этими элементами и C<sub>орг.</sub> корреляция отсутствует.

В отличие от осадков гидроокисей, карбонаты и арсенаты железа (см. табл. 21) захватывают очень незначительное количество урана и тория. Очевидно, здесь основную роль играет не характер выпадающего осадка, а состав воды. Действительно, в районах Бурлящего и кальдеры Узон исходным типом вод являются хлоридно-натровые, в районе Налачево — карбонатные воды. В связи с большой устойчивостью карбонатных комплексов урана и, в меньшей степени, тория, эти элементы практически не захватываются осадком. Если сравнить содержание урана и тория в водах и в выпавших из них осадках (табл. 22), то видно, что равновесие в системе осадок — раствор наступает

практически мгновенно для карбонатных вод и, вероятно, очень быстро для хлоридно-натровых. Сохранение этого равновесия подтверждается неизменностью Th/U-отношения в водах, осадках и даже вмещающих породах. Оно колеблется незначительно (от 1,1 до 1,6). Некоторое увеличение отношения Th/U в карбонатных осадках по сравнению с водой (Th/U=4,6) объясняется разной устойчивостью карбонатных комплексов этих элементов.

1. Итак, для термальных вод Камчатки характерны крайне низкие абсолютные содержания урана и тория. Наименьшее содержание этих элементов (0,012 γ/л урана и 0,02 γ/л

Таблица 21

## Уран и торий в осадках, выпадающих из термальных вод

№ образца	U. $\gamma$	Th. $\gamma/g$	Th U
<i>Вулкан Бурлящий</i>			
101a	0,40	0,50	1,2
1016	0,25	0,54	2,1
102	0,70		
103	0,60	0,40	0,7
106	0,30	0,35	1,2
107		0,30	
Среднее . . .	0,45	0,41	0,9
<i>Кальдера Узон</i>			
115	0,20	0,50	2,5
117	0,30	0,50	1,7
118	0,35	0,35	1,0
119	0,25	0,25	1,0
120	0,20	0,25	1,2
Среднее . . .	0,26	0,37	1,4
Среднее по осадкам гидрокислов . . . .	0,35	0,39	1,1
<i>Налачево</i>			
217	0,02	0,08	4,0
216	0,03	0,16	5,3
219	0,05	0,19	3,8
Среднее по карбонатным осадкам . . . . .	0,03	0,14	4,6

тория) отмечено для глубинных хлоридно-натровых вод района долины Гейзеров и кальдеры Узон. При метаморфизме хлоридно-натровых вод и смешении их с кислыми поверхностными водами концентрация урана и тория возрастает за счет извлечения этих элементов из окружающих пород (наиболее легко переходит в раствор уран, в меньшей степени — торий). Карбонатные термы Налачевского района характеризуются несколько повышенным по сравнению с хлоридно-натровыми водами концентрациями урана (0,04  $\gamma/l$ ) и тория (0,07  $\gamma/l$ ). Во всех типах вод уран и торий находятся в растворенном состоянии в виде комплексных ионов — гидрооксисульфатных и карбонатных.

2. Источником урана и тория во всех типах вод являются скорее всего вулканогенные породы, где формируются и мигрируют термальные воды. Низкое абсолютное содержание урана и тория в вулканогенных породах Камчатки опреде-

Средние содержания урана и тория в термальных водах, выпадающих из них осадках и вмещающих породах

Воды, осадки, породы	U, $\gamma$ /л	Th, $\gamma$ /л	Th/U
Хлоридно-натровые термальные воды	0,012	0,02	1,6
Осадки гидроокисей, выпадающие из хлоридно-натровых вод	0,37	0,39	1,1
Вулканогенные породы	0,4	0,5	1,2
Карбонатные термальные воды	0,04	0,07	1,7
Осадки, выпадающие из карбонатных вод	0,03	0,14	4,6
Вулканогенные породы	0,4	0,5	1,2

ляет и крайнюю бедность этими элементами термальных вод. Проведенные исследования не позволяют окончательно решить вопрос о ювенильной составляющей для урана и тория термальных водах, однако несомненно, что доля ее очень мала.

3. В связи с низкой концентрацией урана и тория в термальных водах, осадки, выпадающие из них, — гидроокислы Si, Fe, Al (Узон), а также карбонаты Ca и арсенаты и силикаты железа (Налачево) — также содержат очень мало урана и тория. Практически равновесие в системе раствор — осадок поступает очень быстро. Наименьшее количество урана и тория отмечено в карбонатных осадках, так как эти элементы прочно удерживаются в виде карбонатных комплексных соединений в воде.

4. В целом следует отметить, что уран и торий участвуют во всех поствулканических процессах и ведут себя согласно своим химическим свойствам. Однако характерной особенностью для Камчатского вулканического района являются крайне низкие абсолютные содержания урана и тория во всех продуктах поствулканической деятельности — возгонах, термальных водах, осадках. Это связано, очевидно, с региональными особенностями данного района.



**РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ  
РАСПРЕДЕЛЕНИЯ УРАНА И ТОРИЯ  
В СОВРЕМЕННЫХ И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ  
ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ  
КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ И КАМЧАТКИ**

Радиоактивные элементы занимают особое место в истории образования и развития нашей планеты в связи со свойством их атомов к самопроизвольному распаду, сопровождающемуся выделением тепла.

Согласно наиболее принятой в настоящее время точке зрения, холодное и однородное вещество Земли было разогрето, расплавлено и раздифференцировано именно в результате тепловой энергии радиоактивного распада.

Тепловой поток, излучаемый нашей планетой, также в значительной степени связан с теплом, выделяемым радиоактивными элементами в настоящее время.

Неудивительно поэтому, что горизонтальное и вертикальное распределение радиоактивных элементов в породах земной коры, а также экстраполяции возможного распределения их в породах верхней и нижней мантии столь важны для решения общепланетарных вопросов, таких как разделение Земли на отдельные оболочки, изучение состава этих оболочек и т. п.

Наиболее детально связь строения Земли и теплового потока с содержанием радиоактивных элементов в породах рассмотрена в работах Ф. Бёрча (Birch, 1958, 1965; Бёрч, 1966). На основании совокупности геофизических и геохимических данных этот автор рисует историю образования оболочек Земли и, в частности, считает, что состав вещества верхней мантии отвечает толенту или эклогиту.

Сравнение данных по тепловому потоку и распределению радиоактивных элементов в отдельных зонах земной коры позволило К. С. Хайеру (Heier, 1965; Heier, et al., 1965b) сделать предположение о более мафичном составе земной коры, чем это считалось ранее. К аналогичному выводу пришли и другие авторы (Смыслов и др., 1967), рассматривая более детально лишь один «гранитный» слой земной коры. Согласно их представлениям, радиоактивность «гранитного» слоя Земли не отвечает типичным гранитоидам; она более низкая и соответствует метаморфитам, которые развиты преимущественно в этой зоне.

Вертикальная неоднородность вещества Земли на радиоактивные элементы рассматривается чаще всего в совокуп-

ности с геофизическими данными о тепловом потоке. (Masuda, 1964; Minchoster, 1966; Shaw, 1967). Ранее, основываясь на различии радиоактивности гранитов и базальтов, считали, что тепловой поток на континентах выше, чем в океанических областях. Однако непосредственные измерения теплового потока, проведенные в последнее десятилетие, показали его однородность на океанах и континентах. Чтобы привести в соответствие тепловой поток и данные по радиоактивности, стали «перераспределять» радиоактивные элементы уже в пределах верхней мантии под океанами и континентами.

Таким образом, к известному ранее представлению о вертикальной макронеоднородности распределения урана и тория в разрезе мантия — кора, обусловленной литофильными свойствами этих элементов, добавилось новое предположение о том, что вещество верхней мантии неоднородно по радиоактивным элементам и в горизонтальном плане.

По последним представлениям (Birch, 1958; 1965, Heier et al., 1964б; Бёрч, 1966), мантийные породы под океанической корой должны быть богаче ураном и торием, чем мантийные породы под континентами. Такая горизонтальная неоднородность может быть отнесена к разряду неоднородностей планетарного масштаба (Taylor, 1964; Engel et al., 1965; Hubbard, 1969).

Считая базальты непосредственными выплавками из вещества верхней мантии и оценивая радиоактивность этих пород, некоторые авторы нашли и более мелкие (в масштабе планеты) случаи горизонтальной неоднородности пород верхней мантии на уран и торий. Региональное обогащение вещества мантии радиоактивными (и некоторыми другими элементами) найдено для Тасмании (Heier et al., 1965в, Gottfried et al., 1968) и Антарктиды (Gunn, 1966). Горизонтальная геохимическая неоднородность объясняется обычно либо спецификой процессов выплавления базальтов в разных областях Земли (Gast, 1968, 1969), либо исходной неравномерностью состава вещества мантии. Геохимическая неоднородность для радиоактивных и других редких элементов прослеживается и в более высоких структурных этажах. Для пород земной коры также отмечается неравномерность распределения элементов в одних и тех же типах пород.

Выделяются целые провинции, где имеется повышенный кларк одного или нескольких элементов, причем это повышение прослеживается во всех породах района в течение значительного промежутка времени. Поэтому региональные геохимические особенности того или иного района обязательно должны учитываться при детальных геохимических исследованиях.

Поскольку продукты вулканической деятельности, по современным представлениям, являются выплавками из веще-

ства верхней мантии (Горшков, 1967), их геохимическая характеристика представляет особый интерес.

Сравнительное геохимическое изучение океанических и континентальных базальтов, а также пород зоны перехода от континента к океану показало, что они различаются по концентрации ряда редких и рассеянных элементов, в том числе урана и тория (Heier et al., 1964a; Engel et al., 1965; Gast, 1969; Tatsumoto et al., 1965). Однако подобные выводы имеют самый общий характер, так как количество аналитических данных по этим породам невелико. Особенно слабо охарактеризована радиоактивность океанических базальтов и вулканитов островных дуг.

В литературе имеются данные по радиоактивности пород ряда районов тихоокеанской (Япония, Марианские острова, Западные районы Америки) вулканической провинции (Cottfried et al., 1963; Heier et al., 1964a, 1965b, Tatsumoto et al., 1965), Курильской островной дуги (Леонова и др., 1970), а также Гавайских островов (Heier et al., 1964b). Изучение радиоактивности вулканитов Курило-Камчатской островной дуги несомненно представляет интерес для региональных исследований.

Кроме того, радиоактивные элементы могут быть использованы в качестве индикаторов при решении вопроса о происхождении андезитов, вопроса, который является одним из кардинальных для этого типа пород. Рассматривая проблему андезитов, С. Тейлор (Taylor, 1965; Taylor et al., 1966) привлекал для решения вопроса геохимические данные, в том числе и радиоактивные элементы. На основании геохимических данных решался вопрос и о возможной роли процессов ассимиляции при образовании Тасманских долеритов (Heier et al., 1965b, Gottfried et al., 1968).

Таким образом, круг геологических задач, для разрешения которых можно использовать данные по радиоактивности пород, развитых в районах современной вулканической деятельности, достаточно широк.

**Курильские острова.** В Курильской островной дуге, простирающейся на 1290 км с юго-запада на северо-восток, вулканизм развивался практически непрерывно, начиная с миоцена. Преобладают здесь андезито-базальты и андезиты, базальты и кислые продукты составляют 5—10% от общей массы вулканических продуктов (Геология СССР, т. XXXI, 1964). В четвертичный период и в наши дни Курильские острова — один из наиболее активных вулканических районов мира. Здесь, по данным Г. С. Горшкова (1967) и Е. К. Мархинина (1967), насчитывается более 100 действующих вулканов. Породы, слагающие четвертичные и современные вулканы Курильских островов довольно разнообразны по составу (от базальтов до липаритов). Однако более всего среди Курильских лав рас-



пространены пироксеновые андезиты и андезито-базальты. Дацинты и липариты очень редко встречаются в виде массивных лав, обычно ими сложены пемзовые отложения.

Земная кора под вулканами Курил, по геофизическим данным (Исаев и др., 1967; Горшков, 1967), имеет мозаичную структуру, а мощность ее колеблется от 18—25 км под Северной и Южной группой островов (субконтинентальный тип коры) до 13—15 км под Центральной (субокеанический тип коры).

По составу кора представлена базальтовым слоем, перекрытым чехлом вулканогенно-осадочных пород, типично «гранитный» слой здесь скорее всего отсутствует (Родионова и др., 1971). В течение последних 10—15 лет изучаются геология и петрохимия лав и включений на Курильских островах, а также глубинное строение этой области. Сейчас подавляющее большинство авторов, вслед за Г. С. Горшковым (1967), высказавшим эту гипотезу, стоит на точке зрения мантийного источника питания вулканизма в этом районе и отрицает возможную роль ассимиляции коры при образовании пород андезитовой линии. Разные авторы, правда, расходятся в оценке глубин зарождения магм в связи с этим в оценке состава вещества верхней мантии, из которой выплавляются андезиты.

Так, Е. К. Мархинин (Мархинин и др., 1971) считает, что очаги вулканов прямо связаны с сейсмофокальным слоем, находящемся на глубине 100—250 км под Курильскими островами. В. И. Федорченко (Федорченко и др., 1971) и Р. И. Родионова (Родионова и др., 1971) не видят этой связи и полагают, что андезито-базальтовая и андезитовая магмы выплавляются на меньших (порядка 40—50 км) глубинах, в породах верхней мантии, отвечающих по составу габброидам. Е. К. Мархинин (Мархинин и др., 1971) связывает разнообразие составов пород с наклонным положением сейсмофокального слоя под Курилами и дифференциацией вещества в разрезе этого слоя.

Геохимия продуктов современного и четвертичного вулканизма Курильских островов представлена отдельными работами по редким и рассеянным элементам (Мархинин и др., 1962а, б; Горкун и др., 1963; Бент и др., 1966; Бородин и др., 1971; Сахно и др., 1971, Злобин и др., 1971).

Радиоактивность пород Курильских островов была изучена впервые нами (Леонова и др., 1970). Ценность данных по радиоактивности четвертичных вулкаников Курил, кроме выяснения региональных особенностей распределения урана и тория, состоит в возможности сопоставить измеряемый здесь тепловой поток с реальными концентрациями урана и тория в породах, являющихся непосредственными выплавками из подкорового вещества в этом районе. Кроме того, с помощью геохимического метода можно проверить положение

о наличии или отсутствии процессов взаимодействия исходных расплавов с породами коры.

Курильские острова — весьма трудно доступный для изучения район. В этой работе использован материал, небольшая часть которого собрана одним из авторов. Большая часть образцов была собрана по нашей просьбе А. П. Горшковым и И. В. Мелекесцевым, которые проводили свои работы в этом районе, или предоставлена нам из коллекции К. И. Шмуловича и С. М. Кравченко. В результате для изучения радиоактивности мы использовали около 100 образцов собранных с 27 вулканов 16-и островов Курильской гряды.

Степень детальности изучения была различной для разных островов. Так, например, на о. Кунашир были охарактеризованы три действующих вулкана (Менделеева, Головинна, Тятя), на других крупных островах, например на о. Уруп, только один вулкан (Трезубец). Тоже можно сказать и о количестве образцов для одной вулканической постройки. Количество образцов для одних превышает 20, другие вулканы представлены 1—3 образцами. Однако показанная Г. С. Горшковым (1967) большая петрохимическая однородность продуктов извержения всех вулканов Курильской дуги подтвердилась и малой дисперсией содержания радиоактивных элементов в изучаемых вулканитах.

Проведенные нами детальные работы по изучению радиоактивности пород одной вулканической постройки как на вулканах Курил (кальдера Заварицкого), так и вулканах Камчатки (Ключевская сопка, Карымский, Горелый) показали, что содержание урана и тория в породах одного состава для данной постройки меняется очень мало и практически постоянно.

Учитывая эти факты, мы считаем, что изученные образцы отражают действительное распределение урана и тория в вулканитах всей Курильской дуги. Естественно, что более детальное изучение внесет кое-какие коррективы в полученные нами данные, но они вряд ли изменятся принципиально.

Распределение изученных образцов по вулканам и островам представлено на рис. 1. Следует еще оговориться, что изученные образцы характеризуют только лавовые разновидности четвертичных и современных вулканитов Курил. Пирокластический материал, а также породы фундамента и более древние вулканиты нами не изучались.

Для большей части образцов было проведено петрографическое изучение шлифов, и выполнено более 50 силикатных анализов пород. Полученные при этом данные не дали ничего существенно нового по сравнению с проведенными в этом районе ранее петрографическими и петрохимическими исследованиями (Горшков, 1967; Мархинин, 1967; Петрохимия, 1966) и поэтому здесь не приводятся. Можно лишь отметить,



что они вполне согласуются с ранее опубликованными данными о преимущественном распространении среди Курильских лав пироксеновых андезитов и андезито-базальтов и что в петрохимическом отношении все лавы принадлежат к известково-щелочному семейству, причем к наиболее известковым типам его. Породы западной зоны отличаются от пород главной зоны несколько повышенной щелочностью.

Для пород базальт-андезитового состава крайние значения содержаний урана и тория составляют 0,13 и 0,58  $\gamma/\text{г}$  (табл. 23). Однако, если рассмотреть эту значительную на первый взгляд дисперсию содержания урана более детально, выясняется, что:

1. 44 образца из 69 изученных (что составляет 64% от всех) содержат уран в весьма узком пределе (от 0,2 до 0,3  $\gamma/\text{г}$ ).

2. В 12 образцах содержание урана составляет 0,13—0,18  $\gamma/\text{г}$ . Распределение образцов с таким содержанием урана показало, что четыре из них характеризуют породы вулкана Атсонопури (о. Итуруп), для которых эти содержания являются устойчивыми. Остальные восемь распределяются по одному-два образца практически во всех вулканах.

3. Образцы с содержанием урана от 0,3 до 0,58  $\gamma/\text{г}$  разбиваются на две группы. Четыре образца с вулкана Хмельницкого (о. Итуруп) содержат постоянно высокое и максимальное для данного типа пород количество урана—0,42—0,58  $\gamma/\text{г}$ .

Из остальных 12 образцов только в трех содержание урана 0,5  $\gamma/\text{г}$ , в остальных девяти оно колеблется от 0,3 до 0,42  $\gamma/\text{г}$ . Один-два образца с повышенным содержанием урана (за исключением вулкана Хмельницкого) встречаются во всех группах островов.

Таким образом, за исключением устойчивых аномалий по содержанию урана в вулканах Хмельницкого и Атсонопури, все остальные случаи являются незакономерными флюктуациями содержания этого элемента. Это подтверждается также тем, что минимальные и максимальные содержания урана отмечаются часто в породах одного и того же вулкана (Ветровой, Райкоке, Трезубец, Тятя). Эту дисперсию нельзя связать и с составом образцов. Так, если для вулкана Ветрового относительно пониженные по сравнению с андезитами, содержания урана характерны для андезито-базальтов, то для остальных случаев эта дисперсия имеет место для пород одного состава. Такая флюктуация содержаний урана в породах одного состава вполне естественна. Таким образом, можно констатировать, что подавляющая часть пород базальт-андезитового состава содержит уран в узком пределе концентраций (0,2—0,3  $\gamma/\text{г}$ ), отклонения в ту и в другую сторону незакономерны (за исключением вулканов о. Итуруп). Поскольку отклонения имеют разный знак, средние данные по содержанию урана в породах отдельных групп ост-



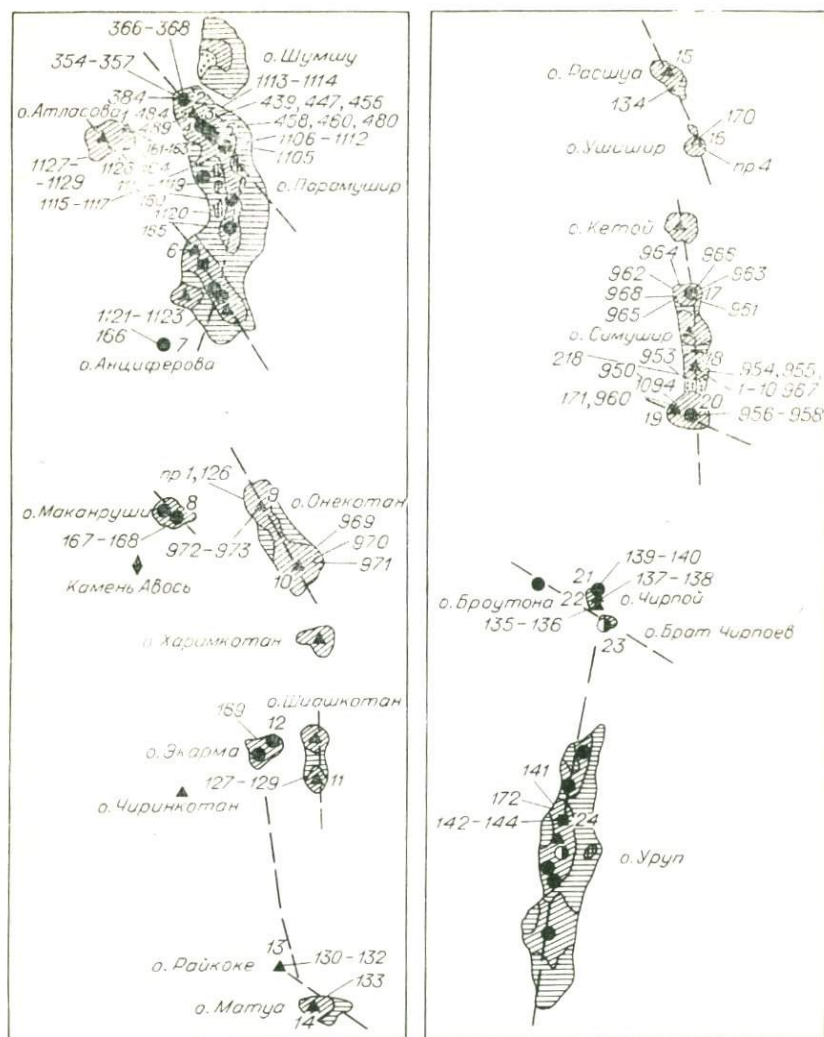
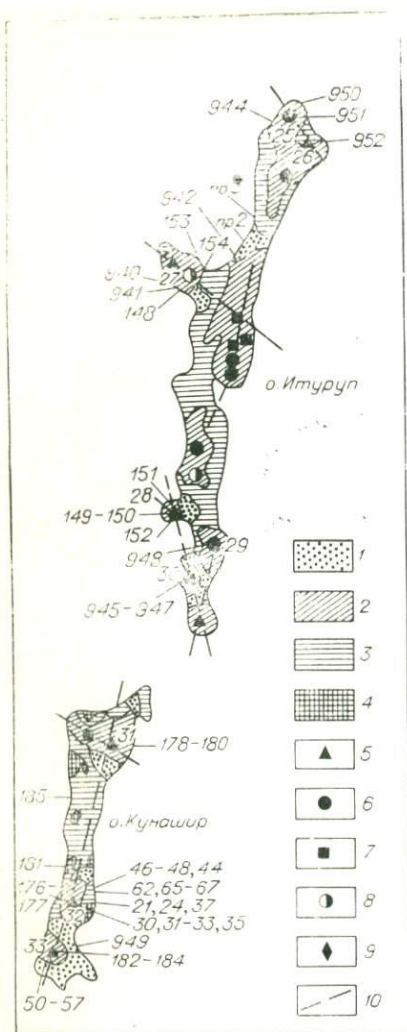


Рис. 1. Схема распространения на Курильских островах современных и древ. Е. К. Мархинину) и расположение

1 — четвертичные осадочные образования; 2 — четвертичные вулканические продукты; 4 — неогеновые интрузии; 5 — вулканы, извергавшиеся в историческое время; 6 — по щие сольфаторную деятельность; 8 — потенциально действующие вулканы; 9 — под Вулканы (цифры на схеме): 1 — Такетоми; 2 — Ветровой; 3 — Эбеко; 4 — Богдановича; Анциферова; 8 — Южный Макаруши; 9 — пик Немо; 10 — пик Креницына; 11 — Кунто 14 — Сарычева; 15 — Расшуа; 16 — Ушишир; 17 — Уратман; 18 — кальдера Заварицкого; Чирлой; 22 — Черного; 23 — Сноу; 24 — Трезубец; 25 — Камуй; 26 — кальдера Мед ри; 29 — Урбич; 30 — Львиная часть; 31 — Тятя; 32 — Менделеева; Цифры, вынесенные за контур, соответствуют номерам изучен-



них вулканических образований (по изученным образцам).

3 — неогеновые вулканические продукты; тухшие вулканы; 7 — вулканы, проявляющие конические вулканы; 10 — разломы. 5 — Крашенинникова; 6 — Чикурачки; 7 — митар; 12 — Зап. Экарма; 13 — Райкоке; 19 — Горящая сопка; 20 — Мильна; 21 — вежья; 27 — Хмельницкого; 28 — Атсонопупу-33 — кальдера Головина. ных образцов и проб.

ровов (табл. 24) находятся в очень узком пределе: 0,26  $\gamma/\text{г}$  — для Северной; 0,22  $\gamma/\text{г}$  — для Средней и 0,32  $\gamma/\text{г}$  — для Южной группы островов. Породы западной зоны содержат в среднем 0,33  $\gamma/\text{г}$  урана, а среднее по всем породам Курильской дуги базальт-андезитового состава равно 0,28  $\gamma/\text{г}$ . При расчете средних данных как внутри каждой группы островов, так и для всей дуги в целом суммировались данные по отдельным вулканам (вне зависимости от числа изученных образцов) или группам островов. Такой подход, по нашему мнению, обеспечивает большую объективность данных, не зависящих от количества образцов с того или иного объекта. Отмеченные выше аномалии в вулканах Атсонопупури и Хмельницкого будут рассмотрены ниже.

Как видно из табл. 23, содержание тория в породах базальт-андезитового состава меняется от 0,14 до 0,75  $\gamma/\text{г}$ .

Рассмотрим, как распределяются образцы с разными содержаниями тория в пределах всей дуги.

1. В 25 образцах из 63 изученных содержание тория колеблется в узком интервале концентраций от 0,3 до 0,45  $\gamma/\text{г}$ . Из оставшихся, как и в случае урана, одна часть образцов (13) имеет более высокую концентрацию тория (0,45—0,73  $\gamma/\text{г}$ ), другая (25 образцов) более низкую (0,14—0,25  $\gamma/\text{г}$ ).

## Уран и торий в вулканитах Курильских островов

№ образца	Порода	Место взятия	U, γ/g	Th, γ/g	Th/U	
1	2	3	4	5	6	
<i>О. Парамушир</i>						
354	Андезито-базальт	Влк. Ветровой	0,18	0,54	3,0	
357			0,16	0,40	2,5	
368	Андезит	Влк. Эбеко	0,25	0,6	2,4	
384			0,35	0,55	1,6	
484			0,40	0,35	0,9	
489	Андезито-дацит	Влк. Богдановича	0,31	0,50	1,9	
447			0,21	0,40	2,0	
366			—	0,85	—	
433			0,41	0,94	2,3	
456	Андезит	Влк. Богдановича	0,35	0,70	2,0	
460			Влк. Крашениникова	0,52	0,82	1,6
458				0,55	0,72	1,6
480	Дацит		0,56	—	—	
<i>О. Онкотан</i>						
Пр. Ia	Андезит	Р-он влк. Пик Немо	0,27	0,28	1,0	
Пр. Ib			0,30	0,28	0,9	
126	Дацит	Включение в игвимбрите	0,40	0,32	0,8	
<i>О. Шиашкотан</i>						
127	Андезит	Влк. Кунтаминтар	0,25	0,19	0,8	
129			0,24	0,18	0,8	
<i>О. Райкоке</i>						
130	Андезито-базальт	Влк. Райкоке	0,18	0,36	2,0	
131			0,29	0,43	1,5	
132			0,40	0,54	1,3	
<i>О. Матуа</i>						
133	Андезит	Влк. Матуа	0,14	0,28	2,0	
<i>О. Расшуа</i>						
134	Андезит	Влк. Расшуа	0,20	0,32	1,6	
<i>Острова Ушишир</i>						
170	Андезит	О. Янкича	—	0,34	—	
<i>О. Симушир</i>						
63067	Андезито-базальт	Влк. Заварицкого	0,20	0,16	0,8	
63068			0,25	0,23	0,9	
63025			0,30	0,30	1,0	
63057			0,20	0,14	0,7	
63070			0,18	0,22	1,2	



1	2	3	4	5	6		
63074	Андезито- базальт	Влк. Заварицкого	0,20	0,18	0,9		
63073			—	0,22	—		
63066			0,20	0,20	1,0		
63055			0,20	—	—		
63225			0,30	—	—		
63032			0,30	—	—		
63191			0,30	—	—		
958			Андезит	Влк. Мильна	—	0,53	—
960				Влк. Горящая сопка	—	0,55	—
961				Влк. Уратман	—	0,40	—
63024	Влк. Заварицкого	0,25		0,16	0,6		
63026	—	—		0,27	—		
63027	—	—		0,25	1,2		
63054	Базальт	Влк. Заварицкого	0,30	—	—		
63028			0,25	—	—		
957			Влк. Мильна	—	0,73	—	
63040			0,30	—	—		
63037			0,20	—	—		
63038			0,30	—	—		
63036			0,20	—	—		
63041			0,20	—	—		
63231			0,25	—	—		
63188			0,80	—	—		
63239			0,20	—	—		
63039			0,20	—	—		
<i>Острова Черные Братья</i>							
135			Андезит	О. Чирной Конус Черного	0,42	0,26	0,6
136	0,30	0,3			1,0		
137	0,50	0,5			1,0		
138	0,40	0,20			0,5		
139	0,50	0,50			1,0		
140	0,17	0,25			1,5		
<i>О. Уруп</i>							
141	Андезит	Влк. Трезубец	0,26	0,32	1,2		
142			0,18	0,22	1,2		
143			0,40	0,40	1,0		
144			0,30	0,22	0,7		
172			0,40	0,34	0,8		
<i>О. Итуруп</i>							
149	Базальт	Влк. Атсонопури	0,15	0,22	1,5		
150			0,14	0,20	1,4		
151			0,13	0,20	1,5		
152			0,14	0,18	1,3		
153			Андезито-ба- зальт	Влк. Хмельникового	0,42	0,70	1,7
154	0,58	0,62			1,1		
148	0,58	0,76			1,3		
941	—	—			—		
Пр.3	Дацит	Бух. Сопочная	0,70	0,70	1,0		

1	2	3	4	5	6	
<i>О. Кунашир</i>						
178	Андезито-базальт	Влк. Тятя	0,30	0,30	1,0	
179			0,20	0,26	0,9	
180	Базальт	Влк. Менделеева	0,40	0,41	1,0	
21	Андезит		0,22	0,35	1,6	
24			0,14	0,30	2,1	
31			0,36	0,70	1,9	
36			0,32	0,50	1,5	
176			—	0,34	—	
177				0,34	0,47	1,4
47			Мыс Горячий	0,33	0,40	1,2
60			Керн из скважины на Горячем Пляже	0,36	0,70	1,9
61	Дацит			0,28	0,65	2,3
62			—	0,65	—	
63			—	0,50	—	
65				0,26	0,60	2,3
67				0,32	0,70	2,2
59				0,90	0,53	0,6
48		Липарит	Мыс Горячий	0,28	0,40	1,4
50	Андезито-дацит	Влк. Головинна	0,13	0,50	3,8	
57			0,25	0,35	1,4	
182			—	0,58	—	
183				0,25	0,30	1,2
<i>О. Аланд</i>						
161	Базальт	Влк. Такетомн	—	0,42	—	
162			0,23	0,45	2,0	
163			—	0,40	—	
164	Андезито-базальт	Влк. Аланд	0,20	0,26	1,3	
<i>О. Анциферова</i>						
166	Андезит		0,50	0,48	1,0	
<i>О. Маканруши</i>						
167	Андезито-базальт	Влк. Маканруши	0,28	0,34	1,2	
168	Базальт		0,25	0,31	1,2	
<i>О. Экарма</i>						
169	Андезит	Влк. Экарма	—	0,31	—	

2. Постоянно устойчивые и максимальные концентрации тория (0,6—0,73  $\gamma/\gamma$ ) отмечены для трех образцов вулкана Хмельницкого и для трех образцов вулкана Мильна. Остальные 7 образцов с содержанием тория 0,45—0,55  $\gamma/\gamma$  встречаются в постройках разных вулканов Северной, Средней и Южной групп, Западной зоны.

## Средние данные по содержанию урана и тория в вулканических породах Курильских островов

Порода	Район	Количество образцов	U, γг	Th, γг	Th/U
1	2	3	4	5	6
<i>Северные Курильские острова</i>					
Андезито-базальты, андезиты	Парамушир	7	0,26	0,48	1,8
Андезиты	Онекотан	2	0,28	0,28	1,1
	Шнашкотан	2	0,24	0,18	0,7
Среднее		11	0,26	0,31	1,2
Дациты, андезито-дациты	Парамушир	6	0,46	0,80	1,7
Дацит	Онекотан	1	0,40	0,32	0,8
<i>Средние Курильские острова</i>					
Андезито-базальты	Райкоке	3	0,29	0,44	1,4
Андезит	Матуа	1	0,14	0,28	2,0
	Расшуа	1	0,20	0,32	1,6
	Ушишир	1	—	0,34	—
Базальты-андезиты	Симушир, влк. Заварицкого	26	0,24	0,22	0,9
Андезиты	Влк. Мильна, Горящая Сопка	4	—	0,55	—
Среднее		36	0,22	0,36	1,6
<i>Южные Курильские острова</i>					
Андезиты	Черные братья	6	0,38	0,33	0,9
	Уруп	5	0,31	0,30	1,0
Базальты	Утуруп, влк. Атсонопур	4	0,14	0,26	1,5
Андезито-базальты	Влк. Хмельницкого	5	0,50	0,70	1,4
Базальты, андезито-базальты	Кунашир	5	0,25	0,32	1,3
Среднее		25	0,32	0,37	1,1
Дациты, андезито-дациты	Кунашир	17	0,36	0,52	1,4
<i>Вулканы Западной зоны</i>					
Базальты	Алаид	4	0,22	0,38	1,7
Андезит	Анциферова	1	0,5	0,48	1,0
Базальты, андезито-базальты	Макаруши	2	0,26	0,33	1,2
Андезит	Экарма	1	—	0,31	—
Среднее		8	0,33	0,37	1,1



1	2	3	4	5	6
Среднее по всем породам базальт-андезитового состава		80	0,28	0,37	1,3
Среднее по породам андезитодацитового, дацитового состава		25	0,43	0,57	1,3

3. Устойчиво пониженные, минимальные концентрации тория характеризуют породы вулканов Атсонопури (4 образца с содержанием 0,18—0,22  $\gamma/\text{г}$ ) и Заварицкого (9 образцов с содержанием 0,14—0,25  $\gamma/\text{г}$ ). Из 12 других образцов 7 содержат торий в пределах от 0,25 до 0,30  $\gamma/\text{г}$  и 5 — от 0,18 до 0,25  $\gamma/\text{г}$ . Все эти образцы представляют по одному-два, вулканы разных групп островов — Северной (о-ва Онекотан, Шиашкотан), Средней (о. Матуа), Южной (о-ва Черные Братья, Кунашир), Западной зоны (о. Алайд).

В породах наблюдаются максимальные и минимальные содержания тория, т. е. незакономерные изменения содержания тория в пределах пород одной постройки. Не отмечается и закономерности в изменении содержания тория в зависимости от состава (базальты и андезиты). Отражением незначительной в целом флюктуации содержания тория в породах разных вулканических построек являются близкие цифры средних значений для отдельных групп островов.

Так, в породах базальт-андезитового состава Северной группы островов содержится в среднем 0,31  $\gamma/\text{г}$ , Средней — 0,36  $\gamma/\text{г}$ , Южной — 0,37  $\gamma/\text{г}$ , западной зоны — 0,37  $\gamma/\text{г}$ . Среднее содержание тория по всем основным вулканитам Курильских островов составляет 0,37  $\gamma/\text{г}$ .

Кислые породы (дациты) распространены незначительно среди четвертичных вулканитов Курил. Мы изучили дациты и андециты-дациты о. Парамушир (6 обр.), дациты и липариты о. Кунашир (17 обр.) и единичные образцы дацитов с островов Онекотан и Итуруп. Все изученные породы представлены лавами и экструзивными образованиями. Содержание урана в андезиты-дацитах и дацитах о. Парамушир меняется от 0,41 до 0,56  $\gamma/\text{г}$  и в среднем равно 0,46  $\gamma/\text{г}$ . Содержание тория в тех же породах колеблется от 0,40 до 0,94  $\gamma/\text{г}$ , в среднем составляя 0,80  $\gamma/\text{г}$ .

Кислые породы Южной группы островов содержат несколько меньше урана — в среднем 0,36  $\gamma/\text{г}$  при колебании от 0,25 до 0,90  $\gamma/\text{г}$ ; а также тория — в среднем 0,52  $\gamma/\text{г}$  при колебании от 0,34 до 0,70  $\gamma/\text{г}$ . Как и в случае пород основного состава

ва подавляющее количество образцов по содержанию урана и тория отвечает среднему значению.

Кислые производные андезито-базальтовой магмы несколько обогащаются этими элементами, но степень накопления их здесь невелика (меньше чем двукратное увеличение). Аналогичная картина была отмечена нами ранее (см. гл. III) при рассмотрении поведения урана и тория в процессе дифференциации. Th/U-отношение как в основных, так и в кислых вулканических породах колеблется в довольно узком пределе — от 0,9 до 1,8; более низкие (0,6—0,8) и более высокие (2—3) значения встречаются редко. Среднее Th/U основных и кислых вулкаников Курильских островов равно 1,3.

Таким образом, можно отметить однородность в распределении урана и тория в основных вулканиках вдоль всей Курильской островной дуги. Не отличается по радиоактивности и Западная зона, породы которой имеют несколько более высокую щелочность.

Если не учитывать случайных дисперсий содержания урана и тория в отдельных образцах, количество которых не превышает 10—15% от всех изученных, действительно аномальными можно считать лишь породы вулканов Атсонопури и Хмельницкого на о. Итуруп и породы вулканов Заварицкого и Мильна на о. Симушир. Для этих пород отклонения в содержании урана и тория (Атсонопури, Хмельницкого) или только тория (Заварицкого, Мильна) в связи с постоянством значений выходят за пределы случайности и могут рассматриваться как действительно существующие. На фоне общей однородности распределения урана и тория в вулканиках Курил это можно рассматривать как частный случай неоднородности. Предполагаемое происхождение и объяснение такого рода неоднородности будет сделано ниже, когда полученные данные будут рассматриваться применительно к решению некоторых петрологических задач.

**II. Камчатка.** На Камчатке вулканические породы представлены главным образом базальтами и дацитами, андезиты встречаются реже. Земная кора, в отличие от Курильских островов, имеет типично континентальный характер, мощность ее колеблется от 30 до 45 км.

Радиоактивность четвертичных вулкаников Камчатки изучалась для отдельных вулканов Срединного хребта (наиболее детально из них изучен вулкан Хангар) Центральной Камчатской депрессии (Ключевская сопка, вулкан Безымянный) и Восточной вулканической зоны (вулканы массива Большой Семячик, Узон, Карымский, Горелый, бассейна р. Китхой) (рис. 2).

Согласно Н. В. Огородову (1971), четвертичный вулканизм широко распространен в Срединном хребте (площадь > 18 000 км<sup>2</sup>). Протяженность зоны развития четвертич-



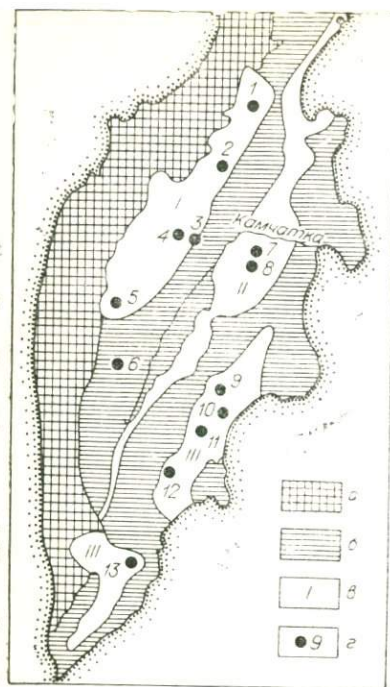


Рис. 2. Схема расположения изученных районов в вулканических зонах Камчатки.

*а* — Западно-Камчатский тыловой прогиб; *б* — горст-антиклинальные пояса без вулканических проявлений; *в* — вулканические зоны Камчатки; *г* — изученные районы: 1 — Северный, 2 — Седанкинский, 3 — Тигильский, 4 — Анаунский, 5 — Ичинский, 6 — вулкан Хангар, 7 — вулкан Безымянный, 8 — вулкан Ключевской, 9 — кальдера Узон, 10 — массив Большой Семячик, 11 — вулкан Карымский, 12 — Китхойский район, 13 — вулкан Горелый.

*I* — вулканическая зона Срединного хребта; *II* — вулканическая зона Центральной камчатской депрессии; *III* — Восточная вулканическая зона.

ного вулканизма составляет 450 км. Здесь выделяется более 100 вулканических построек, многие из которых имеют очень молодой возраст. Среди вулканических Срединного хребта наиболее развиты базальты, андезитобазальты. Дацинты занимают резко подчиненное положение.

Содержание урана в базальтах колеблется от 0,17 до 0,50  $\gamma/\text{г}$  и в среднем составляет 0,30  $\gamma/\text{г}$ , колебания содержания тория несколько меньше — от 0,26 до 0,46  $\gamma/\text{г}$ , в среднем содержание тория равно 0,33  $\gamma/\text{г}$ ,  $\text{Th}/\text{U}=1,1$  (табл. 25.) И минимальные (0,17  $\gamma/\text{г}$ ), и максимальные (0,50  $\gamma/\text{г}$ ) содержания урана встречаются в виде единичных значений во всех районах. В кислых лавах содержание урана колеблется также не закономерно и составляет в среднем для урана 1,6  $\gamma/\text{г}$ , для тория 1,9  $\gamma/\text{г}$ ,  $\text{Th}/\text{U}=1,2$ .

В южной части Срединного хребта на площади древнего антиклинория, сложного метаморфическими толщами и прорванного крупными интрузиями, проявилась в доледниковое время вулканическая деятельность центральной типа, сопровождающаяся образованием крупных кальдер, таких, например, как Хангар. В районе этого вулкана, в отличие от других четвертичных вулканических построек Камчатки, обнажаются породы фундамента, сложенные гранитами, гранито-гнейсами, кристаллическими сланцами (Маренина, 1959) и, таким образом, имеется реальная возможность для сопоставления вещественного состава вулканических продуктов и вмещающих пород коры. С этой точки зрения Хангар является уникальным объектом.

По данным Т. Ю. Марениной (1959) и более поздних исследователей (Эрлих и др., 1971), четвертичные вулканиты, расположенные внутри кальдеры диаметром 8 км, имеют пре-



## Уран и торий в четвертичных лавах Срединного хребта

Район	№ образца	U, $\gamma/\text{г}$	Th, $\gamma/\text{г}$	Th/U
<i>Базальты, андезито-базальты</i>				
Северный Седанкинский	3	0,25	0,32	1,3
	646	0,38	0,29	0,8
	636	0,38	0,38	1,0
	615	0,17	0,36	2,1
	617	0,20	0,32	1,6
Тигильский	609	—	0,30	
	99	0,42	0,46	1,1
	101	0,22	0,36	1,6
Анаунский	228	0,50	0,31	0,6
	234	0,18	0,26	1,4
	553	—	0,30	
Среднее		0,30	0,33	1,1
<i>Дациты</i>				
Седанкинский Ичинский	654	1,50	1,30	0,9
	705	0,58	1,02	1,7
	748	2,50	3,40	1,4
	746	1,82	2,00	1,1
Среднее		1,60	1,90	1,2

имущественно кислый состав. Сам стратовулкан и многочисленные экструзии сложены породами андезит-липаритового состава, причем средний состав вулканитов отвечает дацитам (Эрлих и др., 1971).

В районе вулкана Хангар имеется также несколько шлаковых базальтовых конусов и лавовых потоков, но они более молодые по сравнению с дацитами и занимают незначительную площадь. Борты кальдеры сложены гнейсами, гранито-гнейсами, гранитондами, кристаллическими сланцами, предположительно палеозойского возраста (Маренина, 1959). В данной работе не приводятся все разновидности пород, слагающих район вулкана Хангар, и не рассматриваются детально их взаимоотношения. Здесь дается региональная характеристика радиоактивности наиболее типичных и распространенных вулканогенных пород района (дацитов и базальтов) и вмещающих пород коры (гранодиоритов, гнейсов, кристаллических сланцев), а также выясняются взаимоотношения вулканитов и пород коры по данным их радиоактивности.

Содержание урана и тория в оливиновых базальтах меняется незначительно и составляет 0,43 и 0,45  $\gamma/\text{г}$  соответственно, Th/U=1,0 (табл. 26). Кислые породы стратовулкана (андезито-дациты) содержат в среднем 1,13  $\gamma/\text{г}$  U и 1,5  $\gamma/\text{г}$  Th, Th/U=1,3 при незначительной дисперсии содержаний урана

## Уран и торий в лавах и вмещающих породах вулкана Хангар

Порода	№ образца	SiO <sub>2</sub> , %	U, γ/г	Th, γ/г	Th/U
1	2	3	4	5	6
<b>I. Шлаковые конуса</b>					
Оливиновый базальт	Пр. VI	50,2	0,48	0,50	1,0
	5557	—	0,38	0,40	1,0
	5557/1	—	—	0,40	—
	5561	—	—	0,50	—
Среднее		50,2	0,43	0,45	1,0
<b>II. Стратовулкан</b>					
Андезито-дацит	1514	62,3	1,50	—	—
	21—ф	63,6	1,40	2,30	1,6
	6—ф	—	—	1,40	—
Дацит	513	—	—	1,15	—
	1018	—	—	1,50	—
	514	65,7	0,90	1,00	1,1
	1505	65,7	1,30	1,40	1,0
	513а	67,3	0,90	1,90	2,1
	1020	—	—	1,40	—
	1523	66,1	0,75	1,40	1,9
	1512	—	1,20	1,80	1,5
1510	69,9	—	1,25	—	
Среднее		66,7	1,13	1,50	1,3
<b>III. Дацитовые и липарито-дацитовые купола</b>					
Дацит	1517	66,5	1,65	1,80	1,1
	22—ф	65,2	—	1,20	—
	18—ф	65,6	1,90	2,70	1,4
	17—ф	—	1,60	1,30	0,8
	5432	—	—	1,20	—
	10—ф	—	1,00	2,10	2,1
Липарито-дацит	Пр. I	65,2	1,15	1,40	1,2
	506	69,9	1,70	1,20	0,7
	Пр. VII	69,8	1,50	1,60	1,1
Среднее		67,0	1,50	1,60	1,1
<i>Офировый комплекс</i>					
Липарито-дацит	502	68,4	1,90	2,00	1,1
	1539	68,9	2,20	2,40	1,0
	507	70,0	1,60	2,40	1,5
	1542	—	1,90	2,10	1,1
Дацит	5—ф	70,9	2,00	6,00	3,0
	503	66,9	1,80	2,50	1,3
Андезит	1028	65,2	1,60	1,50	0,9
	1508	58,2	1,60	1,40	0,9
Липарит	Пр. V	57,3	—	1,00	—
	5-ф-А	72,4	2,20	3,40	1,5
	8-ф	69,5	2,20	2,30	1,0

1	2	3	4	5	6
Липарито-дацит	1506	72,9	2,00	2,50	1,2
	20-ф	73,0	2,40	4,80	2,0
	1527	73,0	2,30	3,30	1,4
	1528	72,9	3,20	3,30	1,0
	Пр. III	73,3	1,70	2,20	2,2
Среднее		68,8	2,00	2,60	1,3
<b>IV. Вмещающие породы</b>					
Сланец Гнейс	985	50,7	0,40	1,90	4,7
	Пр. X	70,1	3,30	11,50	4,0
	Пр. IX	69,6	1,16	1,72	1,5
	981	—	0,80	3,65	4,6
	982	—	1,90	3,48	3,5
	983	—	0,50	4,0	4,4
	986	—	0,80	3,50	4,3
	991	—	0,68	2,60	3,0
	992	—	—	3,00	—
	995	—	1,0	2,30	2,3
	Среднее по гнейсам		69,6	1,20	3,97
Гранодиорит	997	—	1,70	2,40	1,4
	998	60,6	1,60	1,80	1,1
	999	—	1,00	3,00	3,0
	1000	58,4	0,90	2,00	2,2
Среднее		59,5	1,30	2,30	1,8

и тория от образца к образцу. В более кислых по составу породах порфиорового и офиорового комплексов ( $\text{SiO}_2$  составляет соответственно 67,0 и 68,8%) содержание урана и тория несколько возрастает и равно в среднем для порфиорового комплекса 1,5  $\mu\text{г}$  и 1,6  $\mu\text{г}$  для офиорового 2,0  $\mu\text{г}$  и 2,6  $\mu\text{г}$  соответственно.

В среднем кислые породы вулкана Хангар содержат 1,55  $\mu\text{г}$  урана и 1,9  $\mu\text{г}$  тория,  $\text{Th/U}=1,2$ , причем концентрация радиоактивных элементов несколько возрастает с ростом  $\text{SiO}_2$  в породах.

Основные породы (базальты) моложе дацитов и, очевидно, не связаны с ними генетически; можно предполагать, что питание их происходит из разных очагов.

Среди вмещающих пород, слагающих обрамление кальдеры, наиболее распространены гнейсограниты и гнейсы; на западе вблизи кальдеры обнажается интрузия гранодиоритов, предположительно мелового возраста. Основные породы (сланцы) среди вмещающих занимают незначительный объем. По радиоактивности вмещающие породы несколько различаются. Для гранодиоритовой интрузии характерны невысокие



Таблица 27

Уран и торий в андезитах вулкана  
Безымянного

№ образца	U, γ/г	Th, γ/г	Th/U
200	0,25	0,25	1,0
202	0,27	0,33	1,2
203	0,30	0,20	0,7
205	0,35	0,34	1,0
210	0,30	0,15	0,5
213	0,33	0,33	1,0
Среднее	0,30	0,27	0,9

абсолютные содержания урана (1,3 γ/г) и тория (2,3 γ/г), Th/U=1,8. По концентрации урана и тория они напоминают гранодиориты габбро-гранодиоритового миоценового комплекса Центральной Камчатки (Леонова и др., 1971).

Гнейсы и гранито-гнейсы содержат от 0,68 до 3,3γ/г урана и от 1,7 до 12,0 γ/г тория; в среднем — 1,2 γ/г урана и 3,97 γ/г тория, Th/U=3,3.

Большой предел колебаний в содержании урана и тория для гнейсов объясняется, вероятно, разной степенью метаморфизма этих пород. По концентрации тория и Th/U-отношению гнейсы ближе всего стоят к гранитоидам Центральной Камчатки (Леонова и др., 1971б). Несколько пониженное содержание урана в них объясняется, вероятно, частичным выносом этого элемента в процессе метаморфизма, что весьма характерно для урана (Смыслов и др., 1967; Ермолаев и др., 1966). Более детально соотношение радиоактивных элементов в вулканических и вмещающих породах будет рассмотрено ниже.

Центральная Камчатская депрессия по интенсивности вулканизма среди других районов Камчатки стоит на первом месте (Геология, т. XXXI, 1964), причем здесь одновременно происходит извержение как базальтового материала (Ключевская сопка), так и андезитового (Шивелуч, Безымянный).

Содержание урана в андезитах вулкана Безымянного колеблется от 0,25 до 0,35 γ/г, в среднем составляя 0,30 γ/г; содержание тория меняется от 0,15 до 0,34 γ/г и в среднем равно 0,27 γ/г, Th/U=0,9 (табл. 27).

К Восточной вулканической зоне приурочено наибольшее количество вулканов, в том числе много действующих. Состав четвертичных вулкаников Восточной зоны весьма разнообразен, но преобладают здесь, как и в других районах Камчатки, андезито-базальты и базальты.

Ниже дается краткая характеристика радиоактивности двух районов — массива Большой Семячик и вулкана Узон и бассейна р. Китхой.

Вулканический Узон-Семячинский район имеет сложную геологическую историю (Аверьев и др., 1971). Для характеристики радиоактивности пород этого района нами были взяты базальты и андезито-базальты массива Семячик и базальты и андезито-базальты Узона, а также наиболее молодые кислые породы Узона (дациты). Не задаваясь в данной работе детальной характеристикой отдельных этапов развития вул-

## Уран и торий в четвертичных лавах района Узон-Семячик

Район	Порода	№ образца	U, $\gamma$ /г	Th, $\gamma$ /г	Th/U
<i>Основные лавы</i>					
Массив Большой Семячик	Андезит	65145	—	0,25	—
		65103	—	0,20	—
	Андезито-базальт	65125	0,50	0,40	0,8
		65143	0,40	0,40	1,0
		65154	0,30	—	—
Узон	Андезит	65153	—	0,32	—
		163Б/1	0,35	0,40	1,1
	Базальт	163Б/3	0,37	0,50	1,3
		13Б/1	0,16	0,40	2,5
	Андезито-базальт	10Б/4	—	0,50	—
		10Б/6	0,44	0,56	1,3
Среднее			0,36	0,39	1,1
<i>Кислые лавы</i>					
Узон	Дацит	66040	—	0,85	—
		66070а	1,50	1,35	0,9
		66070г	—	0,95	—
		66076	0,90	1,10	1,2
		66073	1,00	0,75	0,8
Среднее			1,1	1,0	0,9

канизма в этом районе, мы привлекаем типичные образцы основных и кислых пород этого района лишь для региональных сопоставлений с другими районами Камчатки.

Данные, представленные в табл. 28, показывают, что как и в предыдущих случаях колебания содержаний урана и тория в породах в целом незначительны. В среднем основные породы массива Большой Семячик и Узона содержат 0,36  $\gamma$ /г урана, 0,39  $\gamma$ /г тория, Th/U=1,1. В кислых породах содержание урана и тория составляет 1,1  $\gamma$ /г и 1,0  $\gamma$ /г, соответственно, Th/U=0,9.

Среднее содержание урана в основных породах р. Кихтой равно 0,43  $\gamma$ /г, тория 0,42  $\gamma$ /г, Th/U=1,0. В дацитах соответственно урана 0,55  $\gamma$ /г, тория 0,67  $\gamma$ /г, Th/U=1,2 (табл. 29). Естественно, незначительное количество данных не позволяет говорить более детально о радиоактивности пород этого района.

Все эти данные по отдельным вулканическим районам Камчатки на первой стадии изучения наиболее интересно и целесообразно рассматривать только в региональном плане для общей характеристики продуктов четвертичного вулканизма в целом.

Обобщение данных по всем вулканам и вулканическим районам Камчатки и Курильских островов показало, что сред-

Уран и торий в четвертичных эффузивах р. Китхой

Порода	№ образца	U, $\mu$ г	Th, $\mu$ г	Th/U
Андезито-базальт	2035	0,37	0,40	1,1
	2025	0,40	—	
	2085	0,28	0,50	1,8
	2055	0,46	0,38	0,8
	2063	0,49	0,42	0,8
Андезит	2086	1,48	0,39	0,8
	2141a	0,53	—	
Среднее		0,43	0,42	1,0
Дацит	3192/1	0,50	0,60	1,2
	3170	0,59	0,74	1,2
Среднее		0,55	0,67	1,2

ние данные по содержанию урана и тория в основных породах отдельных вулканических построек Камчатки очень близки между собой (табл. 30). Минимальное содержание урана (0,25  $\mu$ г) и тория (0,27  $\mu$ г) отмечено в недифференцированных базальтах Ключевской сопки. Максимальными содержаниями урана (0,40—0,43  $\mu$ г) характеризуются базальты вулкана Хангар, базальты и андезито-базальты р. Китхой и вулкана Карымского.

Для тория максимального значения (0,50  $\mu$ г) встречены в основных породах Карымского и Горелого вулканов. Однако различие в средних содержаниях и урана и тория для всех районов не достигают даже двукратных значений. Среднее содержание урана для основных пород Камчатки (0,34  $\mu$ г) очень близко к таковому для Курильских островов (0,28  $\mu$ г). Еще более близки средние содержания тория в основных породах Камчатки (0,40  $\mu$ г) и Курильских островов (0,37  $\mu$ г).

Общее среднее содержание урана и тория в основных породах Курило-Камчатской вулканической зоны составляет соответственно 0,32 и 0,38  $\mu$ г, Th/U=1,2.

Содержание урана и тория в кислых породах (см. табл. 30) разных вулканов колеблется гораздо больше, чем в основных. Разброс в содержаниях элементов от минимальных (0,40—0,50  $\mu$ г) до максимальных (1,6—2,0  $\mu$ г) достигает 4-кратных значений. Это объясняется, вероятно, составом самих пород. Так, для кислых пород Курильских островов, вулкана Карымского и района р. Китхой характерны главным образом андезито-дациты и дациты, а для Узона, Горелого и особенно вулкана Хангар большой удельный вес среди этих продуктов занимают дацито-липариты и липариты с содержанием SiO<sub>2</sub> до 73%.

В среднем кислые четвертичные вулканы Камчатки и Курил характеризуются содержанием урана, равным 1,12  $\mu$ г, тория 1,22  $\mu$ г, Th/U в них равно 1,1.



## Сводные данные по радиактивности современных и четвертичных лав Курильских островов и Камчатки

Район	Кол-во образцов	U, $\gamma/\text{г}$	Th, $\gamma/\text{г}$	ThU
<i>Основные породы</i>				
Камчатка				
Вулканы				
Ключевской	47	0,25	0,27	1,1
Безымянный	6	0,30	0,27	0,9
Горелый	18	0,30	0,50	1,6
Карымский	7	0,40	0,50	1,2
Хангар	4	0,43	0,45	1,0
Срединный хребет	11	0,30	0,33	1,1
Район Узон-Семячик	11	0,36	0,39	1,1
Район р. Кихтой	7	0,43	0,42	1,0
<i>Среднее по основным породам:</i>				
Камчатки	110	0,34	0,40	1,2
Курильских островов	80	0,28	0,37	1,3
Камчатки и Курил	190	0,32	0,38	1,2
<i>Кислые породы</i>				
Камчатка				
Срединный хребет	4	1,60	1,90	1,2
Вулканы				
Хангар	37	1,55	1,90	1,2
Горелый	9	1,20	2,00	1,6
Карымский	8	0,40	0,50	1,2
Район Узон	5	1,10	1,0	0,9
Район р. Китхой	2	0,55	0,67	1,2
Курильские острова	25	0,43	0,57	1,3
<i>Среднее по кислым породам Курил и Камчатки</i>				
	90	1,12	1,22	1,1

Таким образом, кислые породы Курило-Камчатской вулканической зоны в среднем в 3 раза богаче ураном и торием, чем основные разности. Такой характер распределения урана и тория между основными и кислыми породами может служить дополнительным критерием их генетической связи.

Кроме вулканогенных пород на Камчатке нами были изучены типично коровые проявления: массивы гранитоидов мелнеогенового возраста. Радиоактивная характеристика палингенных образований Камчатки имеет очень большое значение для региональной характеристики пород, слагающих кору Камчатки, для сопоставления с вулканическими породами,

а также выяснения возможного влияния пород коры на состав вулканических продуктов.

В пределах Центральной Камчатки выделяется ряд плутонических и вулкано-плутонических формаций от позднемелового до нижнечетвертичного возраста. В настоящей работе рассматриваются только интрузивные образования выделенных формаций и для обозначения их используется термин «интрузивный комплекс». Он соответствует интрузивной фации вулкано-плутонических формаций и полному объему плутонических формаций. Таким образом, выделенным формациям соответствуют габбро-плагногранитовый  $S_{г2}$  —  $P_{г}$  (?) -возраста (I), габбро-гранодиоритовый  $N_1$ -возраста (II) и гранодиорит-порфировый  $N_2$  —  $Q_1$ -возраста (III) комплексы. Габбро-сиенитовый интрузивный комплекс  $S_{г2}$ — $P_{г}$ -возраста здесь не рассматривается, так как по геологическим, петрохимическим и геохимическим данным (Флёров, 1969; Леонова и др., 1971), источник питания этих расплавов имеет скорее мантийное, чем коровое происхождение.

В составе каждого изученного комплекса выделяются следующие разности пород (приводятся наиболее распространенные породы данной фазы): I — габбро, габбро-диориты и кварцевые диориты (1 фаза), гранодиориты, платограниты и граниты (2 фаза), жильные лейкократовые граниты; II — габбро, габбро-диориты (1 фаза), гранодиориты (2 фаза), жильные граниты и аплиты; III — диоритпорфиры (1 фаза), гранодиорит-порфиры и порфировидные гранодиориты (2 фаза), жильные граниты. По данным геолого-петрографического изучения, первый комплекс образовался в период главной складчатости, тогда как два последних комплекса посторогенные. Все гранитоидные комплексы закономерно сменяют друг друга во времени и образуют единый формационный ряд, в пределах которого наблюдается постепенный переход от собственно гипабиссальных массивов (габбро-плагнограниты) к приповерхностным субэффузивным образованиям (гранодиорит-порфиры). В каждом интрузивном комплексе было проанализировано от 11 до 18 образцов, представляющих породы всех фаз внедрения, включая жильные. В пределах каждого интрузивного комплекса уран и торий ведут себя согласно своим геохимическим свойствам и отчетливо накапливаются в последних дериватах — жильных породах относительно пород первой фазы внедрения (табл. 31). Темп накопления возрастает от древнего к более молодому интрузивному комплексу.

Изучение геологии, петрохимии, а также геохимии этих пород показало, что интрузивные комплексы образовались в процессе кристаллизационной дифференциации с большой долей участия летучих компонентов, а источник питания магм для этих комплексов был существенно коровый (Волынец и др., 1965; Волынец, 1967, Леонова и др., 1971б).

Уран и торий в интрузивных породах Камчатки

Формация, возраст	Порода, фаза	U, $\gamma$ г	Th, $\gamma$ г	Th/U
Габбро-плагногранитовая; верхний мел-палеоген	Габбро, I фаза	1,1	—	—
	Габбро-диориты, кварцевые диориты, I фаза	1,4	1,5	1,1
	Гранодиориты, II фаза	1,8	3,5	2,0
Габбро-гранодиоритовая; миоцен	Жильные граниты	2,1	4,5	2,2
	Габбро-диориты, I фаза	0,6	1,1	2,0
	Гранодиориты, II фаза	1,2	3,6	3,0
Гранодиорит-порфировая; плиоцен-нижне-четвертичный	Жильные граниты	3,0	10,0	3,3
	Диоритовые порфириты, I фаза	1,0	0,9	0,9
	Порфиридные гранодиориты, II фаза	2,9	5,1	2,6
	Жильные граниты	3,8	7,5	1,8

В данной работе для нас наибольший интерес представляет сравнение данных по содержанию урана и тория в интрузивных образованиях Камчатки и аналогичных породах других районов. По данным Л. В. Таусон (1961), содержание урана в породах гранодиорит-гранитного состава меняется от 2,4 до 6,9  $\gamma$ /г. Интрузивные породы Камчатки имеют типично «гранитоидные» содержания урана и тория, а также Th/U, однако абсолютные концентрации этих элементов находятся на самом низком, возможном для гранитоидов пределе содержания.

По сравнению со средними данными (Виноградов, 1962) кислые породы Камчатки несколько обеднены ураном и очень значительно торием. Аналогичная картина наблюдается и для других литофильных элементов — Li, Rb, Cs (Леонова и др., 1971б). Таким образом, общее низкое содержание литофильных элементов в гранитоидах Камчатки характеризует региональную геохимическую специфику этой области.

Приведенный в этой главе фактический материал по радиоактивности четвертичных вулканических пород Курило-Камчатской вулканической зоны, а также по радиоактивным свойствам типично коровых проявлений Камчатки — гранитоидных интрузий и метаморфических пород — позволяет сделать некоторые выводы регионального плана, а также обсудить возможность применения этих данных для решения некоторых петрологических проблем.



Как показано выше, на всем протяжении Курило — Камчатской вулканической зоны основные продукты четвертичного вулканизма (базальты и андезиты) характеризуются очень близкими, практически одинаковыми содержаниями урана (среднее для зоны 0,32  $\gamma/\text{г}$ ), тория (среднее — 0,38  $\gamma/\text{г}$ ) и Th/U-отношения (среднее = 1,2). Кислые продукты, дифференциаты основной магмы также имеют весьма однообразные содержания урана и тория во всей этой зоне. Такое широкое региональное постоянство содержаний урана и тория является весьма любопытным.

В связи с этим следует задаться вопросом о происхождении магм базальт-андезитового состава Курило-Камчатской вулканической зоны. Как уже упоминалось, большая часть геологов и петрологов, изучавших эти районы, стоит на точке зрения мантийного питания вулканических аппаратов.

Единообразие химического состава основных пород на столь огромной территории лучше всего объясняется общим источником и единым механизмом их образования. Если источником магм считать верхнюю мантию, то наиболее подходящим механизмом будет очевидно частичное плавление субстрата верхней мантии и выплавление при этом расплавов базальт-андезитового состава (Green et al., 1966, 1968a; Грин и др., 1968). Можно попытаться решить эту проблему, исходя из абсолютных содержаний урана и тория и Th/U в вулканических продуктах.

Для геохимии урана и тория общеизвестным является факт разделения этих элементов в процессе дифференциации силикатных расплавов. При этом радиоактивные элементы накапливаются в конечных продуктах. Так, минимальные концентрации урана и тория отмечаются в наиболее примитивных, не подвергшихся дифференциации Са-ахондритах (соответственно 0,08  $\gamma/\text{г}$  урана и 0,51  $\gamma/\text{г}$  тория) и в примитивных (прошедших минимальную степень дифференциации) океанических толеитах (соответственно 0,1  $\gamma/\text{г}$  урана и 0,18  $\gamma/\text{г}$  тория) (Энгель и др., 1968) и эклогитах (Heier, 1963a), максимальные (порядка  $n10^{-3}\%$ ) — в кислых и щелочных породах, гранитах, риолитах, трахилипаритах. Минимальные концентрации урана и тория отмечены также в эклогитах вулканогенного происхождения, т. е. в породах, характеризующих самые нижние части земной коры или верхней мантии (Heier, 1963a).

Низкие содержания урана (0,32  $\gamma/\text{г}$ ) и тория (0,37  $\gamma/\text{г}$ ) в основных эффузивах Курило-Камчатской зоны позволяют предполагать, что они, так же как и океанические толеитовые базальты, являются прямыми производными веществами мантии и образуются на значительных глубинах в пределах верхней мантии.

Как показал в последней работе А. Е. Энгель (1968), для океанических областей, очевидно, характерен лишь один родо-

начальный расплав, отвечающий по составу толеитовому базальту. Щелочные базальты являются дифференциатами этого расплава. А. Е. Энгель (1968) полагает также, что состав вещества верхней мантии, а стало быть и ее выплавки, резко различается под океаническими и континентальными областями. Область островных дуг, находящаяся на границе между континентом и океаном, так же как и океанические области, характеризуется весьма постоянным на всем своем протяжении составом вулканических продуктов, представленных так называемой андезитовой серией.

Несмотря на некоторую специфику пород этой серии, отвечающей как бы более «континентальному» типу пород, чем океанические толеиты, по содержанию ряда редких элементов, и в частности урана и тория, эти породы стоят ближе к океаническим толеитовым, чем к типично континентальным базальтам. Можно предположить, что в этой области из вещества верхней мантии выплавляются породы именно такого состава.

Th/U-отношение также является характерным индикатором глубины процесса дифференциации. Было отмечено (Heier, 1965б; Леонова и др., 1970), что в наиболее дифференцированных продуктах оно, как правило, возрастает, достигая 7—10, в то же время такие примитивные породы как толеитовые базальты имеют  $Th/U=1,8$ . Видимо, в недифференцированном веществе верхней мантии это отношение будет еще меньше.

Низкие Th/U-отношения в вулканитах Курило-Камчатской вулканической зоны в таком случае служат еще одним доказательством глубинного, мантийного происхождения этих пород.

О глубине, на которой происходит образование андезитобазальтовых и андезитовых магм в Курило-Камчатской вулканической зоне, сейчас вряд ли можно сказать что-либо определенное. Представляет некоторый интерес оценка вертикального распределения радиоактивных элементов в пределах верхней мантии в связи с равенством теплового потока на континентах и океанах.

Согласно представлениям ряда авторов (Heier et al., 1964б; Берч, 1966; Энгель и др., 1968), верхняя мантия под корой континентального типа должна быть резко обеднена радиоактивными элементами по сравнению с мантией под океанами. В таком случае производные продукты, выплавленные непосредственно из вещества мантии (как это предполагается для андезито-базальтов и андезитов), должны нести на себе следы подобного обеднения. На примере вулканитов Курил и особенно Камчатки (где имеется типичная континентальная кора) этого не наблюдается.

Объяснить это можно или особыми условиями выплавки андезито-базальтов в области островных дуг, или повышенным



содержанием урана и тория в породах верхней мантии этих районов. Может быть именно с таким распределением радиоактивных элементов отчасти связан более высокий тепловой поток, наблюдаемый в этих районах.

Однако все эти вопросы решаются не более чем на уровне предположений. Если исходить из того, что по всей Курило-Камчатской вулканической зоне андезито-базальты и андезиты выплавляются в пределах верхней мантии приблизительно с помощью одного механизма, то следует отметить региональную однородность содержания урана и тория в исходных породах на протяжении всей дуги.

На фоне этой общей однородности отмечаются мелкие аномалии. Как было показано выше (см. табл. 21), для пород вулканов Хмельницкого и Атсонопури (о. Итуруп) отмечено резкое различие в содержаниях урана и тория, выходящее за рамки обычных дисперсий. Так, базальты вулкана Атсонопури содержат 0,14  $\gamma$ /г урана и 0,20  $\gamma$ /г тория, а аналогичные им породы вулкана Хмельницкого — 0,55  $\gamma$ /г урана и 0,70  $\gamma$ /г тория.

Та же картина наблюдается и для пород двух вулканов о. Симушир — андезито-базальтов и андезитов кальдеры Заварицкого (содержание тория в них равно 0,22  $\gamma$ /г) и андезитов вулкана Мильна (содержание тория 0,62  $\gamma$ /г).

Для пород вулканов Атсонопури и Заварицкого характерно резкое уменьшение концентрации и других литофильных элементов (Тг, Rb, Li, Cs), а для пород вулкана Хмельницкого повышенное содержание той же группы элементов.

Такие местные различия, очевидно, нельзя объяснить процессами взаимодействия расплавов с породами коры, так как тип коры на этих двух островах различный — субокеанический на о. Симушир и субконтинентальный на о. Итуруп. Видимо, такая неоднородность исходных расплавов на уран и торий первична. Возможно, она объясняется подачей материала с разных глубин, т. е. неоднородностью в вертикальном разрезе мантии, или это обусловлено какими-то особыми условиями выплавления в этих районах.

Отсутствие влияния пород коры на продукты четвертичного вулканизма, показанное на основании изучения петрохимического материала (Горшков, 1967), подтверждается и геохимическими данными. Действительно, вулканизм в Курило-Камчатской зоне развивается на разных типах коры от субокеанической на Средней группе Курильских островов до типично континентальной на Камчатке, но продукты современного и четвертичного вулканизма имеют одну общую радиоактивную характеристику и не обнаруживают связи с типом коры. В то же время одинаковые по кислотности породы мантийного происхождения (четвертичные эффузивы) и типичные палингенные породы коры в районе Камчатки, как это видно



Таблица 32

Средние данные по радиоактивности интрузивных и эффузивных пород Камчатки и Курильских островов

Элемент	Палингенные интрузивные породы Камчатки	Эффузивные современные и четвертичные породы Камчатки и Куриля
---------	---	--

*Основные породы*

U, γ/г	0,6—1,4	0,25—0,43
Th, γ/г	1,1—1,5	0,27—0,50
Th/U	1,1—2,0	0,9—1,6

*Кислые породы*

U, γ/г	1,2—3,8	0,4—1,6
Th, γ/г	3,5—10,0	0,5—2,0
Th/U	1,8—3,3	0,9—1,6

из данных табл. 32, различаются весьма четко, как по абсолютному содержанию урана и тория, так и по Th/U-отношению. И в основных, и в кислых породах коры содержания урана и тория и Th/U-отношение значительно выше.

Более детально мы пытались проследить возможное влияние пород коры при образовании кислых эффузивов на примере вулкана Хангар. Большие по сравнению с основными объемы кислых вулканических пород, развитых в районе вулкана Хангар, а также некоторые минералогические особенности этих пород позволяли предполагать образование их путем переплавления гранитного слоя коры.

Средние данные по радиоактивности вулканических и вмещающих пород вулкана Хангар представлены в табл. 33. Среднее содержание в породах вмещающей толщи высчитывалось, исходя из соотношения развитых в этом районе сланцев, гнейсов и гранодиоритов в отношении 1 : 7 : 2. Как видно из приведенных данных, при близкой общей кислотности вулканогенных ( $\text{SiO}_2=67,5\%$ ) и вмещающих ( $\text{SiO}_2=66,0\%$ ) пород содержание тория в них и Th/U-отношения резко различаются. Таким образом, предположение об образовании дацитов вулкана Хангар путем переплавления пород гранитного слоя кажется маловероятным.

Представленный в этой главе материал показывает:

1. Однородное в целом распределение урана и тория в четвертичных вулканических продуктах всей Курило-Камчатской вулканической провинции.

2. Региональное обеднение ураном и особенно торием (поэтому низкое Th/U-отношение) всех вулканогенных пород Курил и Камчатки и мел-неогеновых интрузий Камчатки.

3. Отсутствие влияния типа коры на радиоактивность четвертичных вулканических пород изученного района. Средние содержания урана и тория в породах базальт-андезитового состава практически одинаковы как в районе Средних Курильских островов (субокеанический тип коры), так и на Камчатке (типичная континентальная кора).

4. Однородность содержаний урана и тория на всем протяжении Курило-Камчатской вулканической зоны. Абсолют-

## Средние данные по содержанию урана и тория в лавах и вмещающих породах вулкана Хангар

Порода	SiO <sub>2</sub> , %	U, γ/г	Th, γ/г	Th/U
<i>Вулканические породы</i>				
Базальты	50,2	0,43	0,45	1,0
Кислые породы				
стратовулкана	66,7	1,13	1,50	1,3
порфирового комплекса	67,0	1,50	1,60	1,1
офирового комплекса	68,8	2,00	2,60	1,3
Среднее по всем кислым вулканическим породам	67,5	1,55	1,90	1,2
<i>Вмещающие породы</i>				
Сланцы	50,7	0,40	1,90	4,7
Гнейсы	69,6	1,20	3,97	3,3
Гранодиориты	59,5	1,30	2,30	1,8
Среднее содержание в породах вмещающей толщи в соотношении 1а : 7б : 2в	66,0	1,14	3,43	3,0

ные содержания этих элементов и Th/U-отношения показывают, что породы андезитовой серии данного района очевидно выплавливаются в пределах верхней мантии.

5. На примере вулкана Хангар показано несоответствие радиоактивной характеристики кислых эффузивных и вмещающих пород гранитного слоя. Отсюда сделан вывод о малой вероятности происхождения кислых вулканических пород Хангара за счет переплавления пород коры.

Представленный фактический материал позволяет сделать некоторые общие выводы относительно поведения урана и тория в современном вулканическом процессе Курило-Камчатской зоны.

Выводы делаются в двух аспектах:

1) поведение урана и тория в едином связанном процессе преобразования определенного объема расплава, отделившегося уже от источника — его кристаллизация, дифференциация, отделение от него эманаций и его влияния на гидротермальную деятельность;

2) поведение урана и тория во времени и в пространстве в веществе из области питания вулканических аппаратов.

1. В процессе дифференциации от базальтов до дацитов в едином, генетически связанном ряду пород уран и торий ведут себя по-разному. Так, в породах Карымского вулкана практически не наблюдается какого-либо увеличения содержания урана и тория от базальтов до дацитов; в породах вулкана Менделеева накопление 2-кратное (от андезито-базальтов до дацитов), а в породах вулкана Горелого содержание урана и тория возрастает более чем в 5 раз в ряду базальт — липарит. Отличаются приведенные выше вулканические постройки и возрастом кислых продуктов и диапазоном дифференциации.

Для Карымского — это дацитовые и андезито-дацитовые лавы, изливающиеся в настоящее время, возраст дацитового купола вулкана Менделеева голоценовый, а дациты и липариты вулкана Горелого имеют средне- и нижнечетвертичный возраст.

Таким образом, последние дифференциаты в постройке вулкана Горелого, максимально обогащенные ураном и торием, наиболее кислые, с одной стороны, и самые древние — с другой.

Литературные данные подтверждают полученную закономерность: в наиболее молодых (современных) лавах темп накопления урана и тория минимальный (0- 2—3-кратный), в более древних вулканических сериях диапазон содержаний



урана и тория в основных и кислых породах возрастает (до 5—10-кратного накопления).

Подобный факт можно объяснить либо увеличением роли наложенных процессов в более древних комплексах, либо большей глубиной разделения вещества в течение длительно-го промежутка времени, либо уменьшением общей радиоактивности исходных пород в молодые эпохи.

На изученных нами четвертичных вулканитах не ощущалось изменения концентрации урана и тория в исходных породах в зависимости от возраста, но если взять более длительные геологические промежутки времени, не исключено, что такое различие будет иметь место.

Рассматривая в совокупности поведение урана и тория в процессе кристаллизации и дифференциации современных и четвертичных образований Курило-Камчатской зоны, мы склоняемся к мнению, что незначительный темп накопления урана и тория в ряду базальт—дацит является характерной чертой вулканического процесса в данном районе и объясняется главным образом слабо выраженным накоплением этих элементов в остаточном расплаве в процессе кристаллизации. Несомненно, определенную роль в этом играет также незначительное (в геологическом масштабе) время отделения кислых дериватов. Повышенные содержания урана и тория в кислых продуктах вулкана Горелого возможно связаны с постмагматическим воздействием.

Процесс кристаллизации современных и четвертичных лав основного и кислого состава характеризуется следующими особенностями:

1) при крайне низких абсолютных концентрациях урана и тория в породах эти элементы практически полностью захватываются стеклом основной массы, доля фенокристаллов в концентрации урана и тория не превышает 5—10%;

2) характер распределения урана и тория по отдельным минералам показывает, что минералы эти выделялись из данного или близкого к таковому по содержанию урана и тория расплава. При этом, в связи с невозможностью изоморфного вхождения урана и тория в решетки плагиоклазов, пироксенов, оливина и незначительным общим количеством фенокристаллов (не  $> 50\%$ ), минералы эти, хотя и кристаллизуются раньше стекла, захватывают лишь очень незначительную долю урана и тория. Таким образом, остаточный расплав очень слабо обогащается этими элементами по отношению к исходному, т. е. в отличие от поведения урана и тория в процессе кристаллизации гранитоидов, существенного накопления урана и тория в остаточном расплаве и обогащение им последующих дифференциатов не происходит.

Такой характер поведения урана и тория отмечен не только для основных вулканических пород, но и для кислых. При

кристаллизации дацитов и липаритов (вулкан Хангар) также практически весь уран и торий сосредотачивается в основной массе породы.

Биотиты дацитов и липаритов, в отличие от биотитов из гранодиорита в аналогичном составе обеднены ураном и торием. Это свидетельствует об отсутствии концентрации урана и тория в остаточных расплавах или растворах, если таковые образуются на заключительном этапе кристаллизации дацитов и липаритов. Отсутствие обогащения расплавов и флюидов ураном и торием проявляется также в незначительных содержаниях этих элементов в продуктах газовых эманаций (возгонах) и термальных водах данной вулканической области.

Все продукты поствулканической деятельности в Курило-Камчатской вулканической зоне также характеризуются низкими абсолютными значениями концентраций урана и тория. Максимальные содержания урана и тория в высокотемпературных фторидах вдвое меньше, чем в исходных базальтах. Хлориды и сульфаты на один-два порядка беднее ураном и торием по сравнению с базальтами.

Таким образом, принципиально уран и торий могут переноситься в газовой фазе с фторидами, сульфатами и хлоридами, но в очень незначительном количестве.

Изучение современных гидротермальных растворов, непосредственно не связанных с магматическими расплавами, но формирующихся в районах активной вулканической деятельности показало, что и гидротермальные растворы здесь крайне обеднены ураном и торием. Описанные в литературе термальные воды содержат урана на 2-3 порядка больше; даже в обычных пресных речных водах содержание урана на порядок превышает концентрацию этого элемента в термах Камчатки.

Термальные воды Камчатки различаются по составу и содержанию в них радиоактивных элементов. Так, минимальные содержания урана и тория отмечены в глубинных хлоридно-натровых водах, максимальные — в кислых сульфатных. Карбонатные воды близки по содержанию урана и тория к хлоридно-натровым.

Во всех водах уран и торий присутствуют в виде комплексных ионов — карбонатных, сульфатных, хлоридных. В осадках гидроокислов и карбонатов, выпадающих из термальных вод, также не отмечено заметной концентрации урана и тория. Содержание этих элементов в осадках остается на уровне содержания в вмещающих вулканических пород и находится в равновесии с водой. Источником урана и тория в изученных термальных водах являются вмещающие породы, что подтверждается общим низким содержанием этих элементов как в породах, так и в формирующихся здесь водах, а также увеличением концентрации урана и тория при уменьшении рН воды. Более



кислые приповерхностные воды извлекают из вмещающих пород больше урана и тория.

При относительно высоком содержании этих элементов (и особенно урана) в породах возможен процесс извлечения их водами и дальнейшая концентрация в виде рудопроявлений. Таким образом объясняют образование некоторых рудопроявлений урана, связанных с вулканогенными породами. Очевидно, для Курило-Камчатской вулканической зоны при общем низком содержании урана и тория как в породах, так и в водах и отсутствии условий концентраций этих элементов образование урановых рудопроявлений в связи с современным и четвертичным вулканизмом мало вероятно.

II. Для характеристики вещества из источника питания отдельных вулканов у нас пока мало данных, но они представляют несомненный интерес. Изучение недифференцированных базальтов Ключевской сопки, а также базальтов разных этапов вулканизма на вулканах Карымском и Горелом показало, что они характеризуются близким, практически одинаковым содержанием урана и тория.

Очевидно, в источнике питания этих вулканических построек от нижнечетвертичного времени до наших дней не произошло существенного изменения состава исходного вещества, во всяком случае по содержанию радиоактивных элементов. Этот предварительный вывод весьма интересен, так как дает нам информацию о возможном изменении составов в источнике питания во времени, т. е. его эволюцию.

Поскольку кислые дифференциаты генетически связаны с базальтами, можно попытаться представить долю их влияния на исходное вещество. Если в действительности состав исходного вещества существенно не меняется на продолжительном отрезке времени, то можно предположить, что либо отделение кислых расплавов происходит в периферических очагах, отделившихся уже от источника, либо, если это происходит в самом источнике, то отделяющийся объем кислого материала слишком мал по отношению к общему объему вещества. Правдоподобность этих построений следует проверить на образцах с еще большим диапазоном времени для одного района, а также с применением более точных методов исследования (изотопный анализ).

Региональные исследования вулкаников на протяжении всей Курило-Камчатской дуги также показали отсутствие изменения в содержании урана и тория в источнике питания всей этой зоны за четвертичный период. Независимость радиоактивности вулкаников от типа коры, на которой развивается вулканизм, а также низкие абсолютные концентрации урана и особенно тория и низкое Th/U-отношение позволяют считать эти породы непосредственными выплавками из глубинных зон верхней мантии.



Низкие абсолютные содержания урана и главным образом тория являются особенностью всех четвертичных вулканитов Курило-Камчатской зоны.

Можно предполагать, что на более ранних этапах развития этой области исходные вулканогенные продукты обладали радиоактивностью, близкой к современным и четвертичным образованиям, так как типично коровые, палингенные образования Камчатки (гранитоиды) также обеднены ураном и особенно торием по сравнению с типичными гранитоидами других районов мира.

Таким образом, Камчатка и Курильские острова в целом выделяются как регион с пониженной концентрацией урана, и особенно тория, и низким Th/U-отношением.

## ЛИТЕРАТУРА

- Аверьев В. В., Богоявленская Г. Е., Брайцева О. А., Вакин Е. А., Пилипенко Г. Ф. Вулканизм и гидротермы Узон-Семячинского геотермального района на Камчатке.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971.
- Аксерьрод Ф. М., Ляликов Ю. С. Фотометрическое определение тория в природных водах с использованием арсеназо III.— «Журнал аналитическая химия», 1965, т. XX, вып. 4.
- Афанасьев С. Д., Цейтлин С. Г. Предварительные итоги изучения радиоактивности горных пород Северного Кавказа и их значение для некоторых проблем петрологии.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1958, № 3.
- Баранов В. И., Ду Ле-Тянь. К геохимии урана и тория в гранитных породах Кызыл-Таусского массива (Ц. Казахстан).— «Геохимия», 1961, № 12.
- Баранов В. И., Морозова М. Г., Акимова Т. Г., Орлова А. В. Естественные радиоэлементы в поверхностных и почвенно-грунтовых водах.— «Геохимия», 1968, № 3.
- Батурин Г. Н., Қоченов А. В. Миграция урана в реках и время его пребывания в водах Мирового океана, морей и озер.— «Геохимия», 1969, № 6.
- Белопольский М. П., Гумбер К. К., Попов Н. П. Определение тория в горных породах и минералах с отделением мешающих элементов экстракцией купферонатов хлороформом.— «Радиохимия», 1968, т. 10, № 1.
- Бент О. И., Горкун В. Н. К распределению микроэлементов в пемзах некоторых вулканов Южных Курильских островов.— «Бюлл. вулканол. станции», 1966, № 41.
- Берзина И. Г., Кравченко С. М. Поведение урана при кристаллизации толеитовых и щелочных континентальных базальтов (по данным f-радиографии). М., Изд-во АН СССР, 1971.
- Берч Ф. Обзор некоторых теорий термальной истории Земли.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1966, № 1.
- Беттинами, Сальберти, Альберти. Распределение радиоактивных элементов среди минералов некоторых лав, содержание радия в лейците.— Реф. журнал «Геология», 1958, 4502.
- Билибина Т. В., Титов В. К. Уран и торий в щелочных породах юга Сибирской платформы.— Тр. Всес. научно-исслед. ин-та, 1968, т. 142, вып. II.
- Бородин Л. С., Gladких В. С. Редкие элементы в дифференцированных базальтовых сериях и проблема происхождения базальтовых магм.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— «Геохимия», 1962, № 7.
- Виноградов А. П. Введение в геохимию океана, М., «Наука», 1967.

- Виноградов В. И.** Изотопный состав серы в термопроявлениях Камчатки и Курильских островов и его генетическое значение.— В кн.: Очерки геохимии ртуть, молибдена и серы в гидротермальном процессе. М., «Наука», 1970.
- Вольнец О. Н.** Позднемеловой-третичный гранитоидный магматизм Центральной Камчатки.— Автореф. канд. дисс., М., ИГЕМ, 1967.
- Вольнец О. Н., Колосков А. В., Флеров Г. Б. и др.** Формационное расчленение третичных вулканических и вулканоплутонических образований Центральной Камчатки.— «Докл. АН СССР», 1965, т. 165, № 1.
- Вольнец О. Н., Колосков А. В., Флеров Г. Б., Фрих-Хар Д. И.** Вопросы магматизма Центральной Камчатки.— В кн.: Геология зоны перехода от азиатского материка к Тихому океану. М., «Наука», 1968.
- Гаврилин Р. Д., Злобин Б. И., Леонова Л. Л., Певцова Л. А., Агафонникова Л. С., Классова Н. С.** Геохимия варисских интрузивных комплексов Северного Тянь-Шаня, М., «Наука», 1966.
- Герасимовский В. И., Поляков А. И.** Вулканические породы рифтовых зон Восточной Африки.— «Геохимия», 1970, № 4.
- Геология СССР, т. 31, М., «Недра», 1964.
- Германов А. И.** Уран в природных водах.— В кн.: Основные черты геохимии урана. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Горкун В. Н., Родионов Р. И., Федорченко В. И., Шилов В. Н.** О распределении некоторых малых элементов в лавах северной части хребта Вернадского на острове Парамушир (Курильские острова).— В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Горшков Г. С.** Вулканизм Курильской островной дуги, М., «Наука», 1967.
- Горшков Г. С., Богоявленская Г. Е.** Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения 1955—1963 гг. М., «Наука», 1965.
- Грин Т. Х., Рингвуд А. Э.** Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. М., «Мир», 1968.
- Добролюбская Т. С.** Люминесцентное определение урана. М., «Наука», 1968.
- Дроздовская А. А., Мельник Ю. П.** Термодинамический анализ устойчивости окислов урана в низкотемпературных карбонатных водах.— «Атомная энергия», 1967, т. 22, вып. 5.
- Дроздовская А. А., Мельник Ю. П.** Термодинамический анализ условий миграции урана в гипергенных сульфатных водах.— «Атомная энергия», 1967, т. 22, вып. 5.
- Дроздовская А. А., Мельник Ю. П.** Новые экспериментальные расчетные данные о миграции тория в гипергенных условиях.— «Геохимия», 1968, № 4.
- Ермолаев Н. П., Жидикова А. П.** Поведение урана в процессах прогрессивного метаморфизма и ультраметаморфизма на примере западной части Алданского щита.— «Геохимия», 1966, № 8.
- Ермаков В. А., Алыпина О. М., Егоров О. А.** Состав и возраст аллейской серии и платобазальтов Юго-Восточной Камчатки.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1969, № 7.
- Журавлев Р. С., Осипов Д. К.** Уран в основных породах Патына и Большой Куль-Тайги в Горной Шории.— «Геохимия», 1965, № 4.
- Злобин Б. И., Леонова Л. Л., Дмитриев Л. В.** Геохимические аномалии меди в базальтах из разных типов земной коры.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971.
- Золотарев Б. П., Семенов Г. С.** Особенности распределения тория, урана и калия в породах толент-базальтовой формации.— «Сов. геология», 1970, № 12.
- Иванов В. В.** Основные геологические условия и геохимические процессы формирования термальных вод областей современного вулканизма.— «Тр. Лаб. вулканол. АН СССР», 1961, вып. 19.
- Иванов В. В.** Извержение Карымского вулкана в 1962—1965 гг. и вулканы Карымской группы. М., «Наука», 1970.



- Ивасаки Ивадзи, Одзава Такэджиро, Иосида Минору, Канда Хироси, Ямаз Кадахуса.** Изменения содержания радона ( $Rn^{222}$ ) и торона ( $Rn^{220}/Th$ ) в вулканических газах вулкана Хаконе, район Оова Кудани, в период с 1960 по 1967 г.— Реф. журнал «Геология», 1969, 4В126.
- Исаев Е. Н., Тихонов В. И.** О соотношении тектоники и магнитного поля Курило-Камчатской дуги.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 175, № 1.
- Казьмин В. Н.** О распределении содержаний урана и тория в эффузивных и интрузивных образованиях северо-восточного Прибалхашья.— «Геохимия», 1966, № 3.
- Капков Ю. Н.** О легкорастворимом уране в метаморфических породах синия.— «Зап. Ленингр. горн. ин-та», 1963, т. 45, № 2.
- Каралова Э. К., Пыжова З. И.** Ионнообменное концентрирование изотопов тория с одновременным отделением от урана.— «Журнал аналитической химии», 1968, т. XXIII, вып. 6.
- Кашукеев Н.** Метод определения микроколичеств урана в образцах с неизвестным химическим составом.— Реф. журнал «Химия», 1969, № 19Г91.
- Керр П. Ф.** Месторождения урана и тория.— В кн.: Геология атомных сырьевых материалов. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Кирсанов И. Т.** Извержение Ключевского вулкана в 1965—1966 гг. с прорывом побочных кратеров Б. И. Пийпа.— «Бюлл. Вулканолог. станции», 1967, № 44.
- Кирсанов И. Т., Федоров М. В.** Игнимбриты вулкана Горелого.— В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, Дальневост. изд-во, 1964.
- Кирсанов И. Т., Серафимова Е. К., Марков И. А.** Главные и побочные кратеры Ключевского вулкана.— Бюлл. вулканолог. станции, 1969.
- Кирсанов И. Т., Важеевская А. А.** Извержение кратеров Пийпа Б. И. в 1966 г. и некоторые вопросы дифференциации лав на Ключевском вулкане.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971.
- Козачевский И. В., Чердынцев В. В., Кузьмина Е. А., Сулержицкий А. Д., Мочалова В. Ф., Кюрегян Т. Н.** Изотопный состав урана и тория в зоне гипергенеза.— «Геохимия», 1964, № 11.
- Комаров А. Н., Шуколова Ю. А., Сковородник Н. В.** Исследование содержания и распределения урана в некоторых горных породах и минералах методом нейтронной активизации с регистрацией треков осколков деления.— «Геохимия», 1967, № 7.
- Комкова Л. А., Масуренков Ю. П., Филькова Е. М.** Осаждение железа и мышьяка термальными водами.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли, М., «Наука», 1971.
- Константинов В. М.** К вопросу о связи уранового оруденения с интрузивами кислых пород. «Атомная энергия», 1967, т. 22, № 5.
- Кузнецов В. И., Акимова Т. Г.** Органические соосадители. Соосаждение урана при его определении в морской воде. «Журнал аналитической химии», 1958, т. XVIII, вып. 1.
- Кузнецов В. И., Акимова Т. Г., Елисева О. П.** Органические соосадители. Концентрирование и фотометрическое определение тория в природных водах.— «Радиохимия», 1962, т. 4, № 2.
- Купцов В. М., Чердынцев В. В.** Продукты распада урана и тория в активном вулканизме СССР.— «Геохимия», 1969, № 6.
- Лаверов Н. П., Запорожец А. А., Канцель А. В., Рыбалов Б. Л., Шин Н. Г.** Некоторые особенности геологии уран-молибденовых месторождений, приуроченных к субвулканическим интрузивам кислых пород.— «Геол. рудн. месторожд.», 1965, № 6.
- Лаврухина А. К., Кашкаров Л. Л., Колесов Г. М., Генаева Л. И.** Изучение распределения редких элементов между различными фазами каменных метеоритов методом нейтроноактивизационного анализа.— Реф. журнал «Химия», 1969, 11Г125.
- Лазарев К. Ф., Николаев Д. С., Гращенко С. М.** Концентрация изотопов тория в морских водах.— «Радиохимия», 1961, т. 3, № 5.

- Ламберт М. С., Николаев Д. С.** Формы нахождения урана в водах Азовского моря, некоторых лиманов и реках Азово-Черноморского района.— «Докл. АН СССР», 1962, т. 142, № 3.
- Ларсен Е. С., Фейр Ж., Готтфрид Д., Смит В.** Уран в магматической дифференциации.— В кн.: Геология атомных сырьевых материалов. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Ларсен Е. С., Фейр Ж.** Распределение урана и тория в интрузивных породах.— В кн.: Ядерная геология, М., ИЛ., 1957.
- Леонова Л. Л.** Люминесцентный метод определения малых количеств урана в изверженных породах.— «Геохимия», 1956, № 8.
- Леонова Л. Л.** Распределение тория в минералах гранитоидов Сусамырского батолита (Центральный Тянь-Шань).— «Геохимия», 1962, № 6.
- Леонова Л. Л.** Уран и торий в гидротермально-измененных породах г. Кызыл-Омпул (Северный Тянь-Шань).— «Геохимия», 1963, № 6.
- Леонова Л. Л., Таусон Л. В.** Распределение урана по минералам каледонских гранитоидов Сусамырского батолита (Центральный Тянь-Шань).— «Геохимия», 1958, № 7.
- Леонова Л. Л., Удальцова Н. И.** U, Th, Li, Rb, Cs в вулканических породах Курильских островов и Камчатки.— «Геохимия», 1970, № 11.
- Леонова Л. Л., Удальцова Н. И., Иванов Б. В.** Радиоактивные (U, Th) и редкие щелочные (Li, Rb, Cs) элементы в породах Карымского вулкана (Камчатка).— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971а.
- Леонова Л. Л., Удальцова Н. И., Волюнец О. Н. и др.** К геохимии радиоактивных (U, Th), щелочных (Li, Rb, Cs) элементов и бора в интрузивных комплексах Центральной Камчатки.— «Геол. и геофиз.», 1971б, № 1.
- Лобанов Е. М., Изабаев Е. А.** Определение урана и тория в породах и других образцах.— «Атомная энергия», 1967, т. 23, № 5.
- Маккели В. И., Эверхарт Д. Л., Гаррелс Р. М.** Обзор гипотез о генезисе урановых месторождений.— В кн.: Геология атомных сырьевых материалов, М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Маренина Т. Ю.** Вулкан Хангар в Среднем хребте Камчатки.— «Тр. Лабор. вулканол.», 1959, вып. 17.
- Мархинин Е. К.** Роль вулканизма в формировании земной коры. М., «Наука», 1967.
- Мархинин Е. К., Сапожникова А. М.** О содержании Ni, Co, Cr, V, Cu в вулканических породах Камчатки и Курильских островов.— «Геохимия», 1962а, № 4.
- Мархинин Е. К., Сапожникова А. М.** О содержании Zr в вулканических породах Камчатки и Курильских островов.— «Геохимия», 1962б, № 9.
- Мархинин Е. К., Стратула Д. С.** Некоторые петрологические, геохимические и геофизические аспекты связи вулканизма с глубинами Земли.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971.
- Масайтис В. Л., Абрамович И. И., Додин Д. А., Смыслов А. А.** Уран в траппах Сибирской платформы.— «Геохимия», 1966, № 5.
- Минеева И. Г.** О подвижной форме урана и тория в щелочных породах и связанных с ними постмагматических образованиях.— «Геохимия», 1965, № 4.
- Минеева И. Г., Коробков В. И.** Микрораспределение радиоактивных элементов в калиевых щелочных породах.— «Геохимия», 1966, № 7.
- Моторина З. М.** Геохимия урана в магматическом и постмагматическом процессах.— В кн.: Вопросы прикладной радиогеологии. М., Госатомиздат, 1963.
- Мубаяджан М. А.** Научные труды НИГМИ, Ереван, Армянское гос. изд-во, 1960, вып. 1.
- Набиванец Б. И., Кудрицкая Л. Н.** Отделение тория от сопутствующих элементов ионообменным методом.— «Журнал аналитической химии», 1966, т. XIX, вып. 1.



- Набоко С. И.** Четвертичный и современный вулканизм Камчатки и петрохимические особенности лав. В кн.: Докл. сов. геологов на XXI сессии Межд. геол. конгресса. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Набоко С. И.** Химизм реальных минералообразующих растворов.— «Геол. и геофиз». 1968, № 3.
- Немодрук А. А., Дебердеева Р. Ю.** Фотометрическое определение урана в природных водах с применением арсеназо III.— «Радиохимия», 1966а, т. 8, № 8.
- Немодрук А. А., Глухова Л. П.** Определение микроколичеств урана в почвах, горных породах и минералах с применением арсеназо III.— «Журнал аналитич. химии», 1966б, т. XXI, вып. 6.
- Огородов Н. В., Кожемяка Н. Н., Вадеевская А. А., Огородова А. С.** Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. М., «Наука», 1971.
- Осипов Д. К., Журавлев Р. С.** Распределение урана и тория в щелочных магматических породах Кузнецкого Ала-Тау.— В кн.: Геохимия и минералогия радиоактивных элементов Сибири. Новосибирск, «Наука», 1970.
- Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции**, М., «Наука», 1966.
- Пилипенко Г. Ф.** Гидрохимическая аномалия Узонского термального поля на Камчатке.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971.
- Пийп Б. И.** Термальные ключи Камчатки.— «Тр. СОПС АН СССР», 1937, вып. 2.
- Пийп Б. И.** Ключевская сопка и ее извержение в 1944—1945 гг. и в прошлом.— «Тр. Лабор. вулканологии», вып. 11, 1956.
- Поляков А. И.** Геохимия тория в щелочных породах Кольского полуострова, М., «Наука», 1970.
- Поляков А. И., Кот Г. А.** Распределение тория по минералам в нефелиновых сиенитах Лавозерского массива.— «Геохимия», № 1, 1965.
- Поляков А. И., Соборнов О. П.** Распределение тория, урана и калия в вулканических породах восточноафриканской рифтовой зоны.— «Геохимия», 1971, № 9.
- Резников А. А.** Методы анализа природных вод. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Ремов А. Г., Собонович Э. В.** Исследование возможности создания субстехиометрического метода определения микроколичеств тория.— «Радиохимия», 1970, т. 12, № 1.
- Родионова Р. И., Федорченко В. И.** Ксенолиты в лавах Курильских островов и некоторые вопросы глубинной геологии этого района.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971.
- Росляков В. С., Ежова М. П.** Концентрирование урана из водных проб большого объема непосредственно у источника.— «Радиохимия», 1966, т. 8, № 3.
- Русанов А. К.** Спектрографическое определение малых количеств тория в силикатных породах.— «Журнал аналитической химии», 1968, т. XXIII, № 3.
- Саввин С. Б.** Арсеназо III. М., Атомиздат, 1966.
- Самуэльсон О.** Ионообменные разделения в аналитической химии. М., «Химия», 1966.
- Сахно В. Г., Говоров И. Н., Голубева Э. Д., Куренцова Н. А.** Геохимические особенности ультраосновных включений и лав вулканов Тихоокеанского пояса и проблема их связи с верхней мантией.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971.
- Смирнов В. А.** Уран и торий в изверженных породах Западного Забайкалья.— «Геохимия», 1962, № 11.
- Сморчков И. Е.** Особенности распределения редких элементов (U, Th, V, TR) в изверженных породах Кураминского хребта (Средняя Азия).— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960.



- Смыслов А. А., Титов В. К. Роль регионального метаморфизма в формировании радиогеологической зональности земной коры.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1967, № 11.
- Таганцева М. И., Никольская Я. Р. Определение урана в фосфатных породах.— «Изв. СО АН СССР, Серия химич. наук», 1968, № 5.
- Таусон Л. В. К геохимии урана в гранитоидах Черновинского массива (горный Алтай).— «Геохимия», 1956, № 3.
- Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Удальцова Н. И. Определение микроколичеств тория в горных породах.— «Изв. АН СССР. Серия химич. наук, 1968, № 5.
- Федорченко В. И., Шилов В. Н. Некоторые особенности четвертичного вулканизма Курильских островов и их связь с глубинными процессами.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли, М., «Наука», 1971.
- Филиппов М. С., Комлев Л. В. Уран и торий в гранитоидах Среднего Приднепровья.— «Геохимия», 1959, № 5.
- Флеров Г. Б. Верхнемеловая-палеогеновая трахибазальт-габбро-спенитовая формация Центральной Камчатки.— Автореф. канд. дисс., М., ИГЕМ, 1969.
- Хитаров Н. И., Арутюнян Л. А., Лебедев Е. Б. Экспериментальные исследования выноса молибдена из гранитного расплава под давлением воды в 3000 атм.— «Геохимия», 1967, № 8.
- Чердынцев В. В. Изотопы тяжелых радиоэлементов в вулканогенных продуктах.— В кн.: Проблемы геохимии и космологии, М., «Наука», 1968.
- Чирков А. М. Радиометрические исследования на действующих вулканах.— В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский. Дальневост. изд-во, 1964.
- Шаврова Н. Н. Определение радиоактивности газов побочных вулканов Ключевской сопки.— «Бюлл. вулканолог. станции», 1937, № 2.
- Шаврова Н. Н. Содержание радия и тория в лавах вулканитов Семьячинской группы.— «Бюлл. вулканолог. станции», 1958, № 27.
- Шаврова Н. Н. О содержании радия и тория в лавах вулкана Безымянного.— «Бюлл. вулканолог. станции», 1961, № 31.
- Шаврова Н. Н. Заметка о содержании радия и тория в андезито-базальте, андезите и даците.— «Бюлл. вулканолог. станции», 1962, № 33.
- Шатков Г. А., Шаткова Л. Н., Гущин Е. Н. О распределении урана, тория, фтора, хлора, молибдена и ниобия в липаритах и кислых вулканических стеклах.— «Зап. Всес. минер. об-ва», 1970, № 99, вып. 2.
- Шведков В. П., Патин С. А. Радиоактивность океанов и морей. М., Атомиздат, 1968.
- Шик Э. И. О содержании урана в минеральных водах и горных породах Истису.— «Тр. ин-та химии АН Азерб. ССР», 1961, вып. 19.
- Шилин Н. Л. Становление миоценовой формации габбро-гранодиоритов Центральной Камчатки и распределение золота в магматических образованиях этого района.— Автореф. канд. дисс. М., ИГЕМ, 1969.
- Щукин С. И. К вопросу о поведении радиоактивных элементов в вулканическом процессе.— «Тр. Всес. научно-исслед. геол. ин-та», 1968, т. 142, вып. 11.
- Энгель А. Е. Д., Энгель Ц. Г. Горные породы ложа океана.— В кн.: Основные проблемы океанологии. М., «Наука», 1968.
- Эрлих Э. Н., Кутыев Ф. Ш., Зубин М. И., Таракановский А. А. Кислый вулканизм кальдеры Хангар.— В кн.: Тезисы докладов симпозиума «Кислый вулканизм» XV Генеральной Ассамблеи МГГС, М., изд-во АН СССР, 1971.
- Якубович А. Л., Зайцев Е. И., Аносов В. В. Радиометрическое определение урана, радия, тория и калия в горных породах.— «Атомная энергия», 1963, т. 15.
- Abrao A., Tamura H. Routine radiometric determination of uranium by gamma-ray spectrometry.— Реф. журнал «Химия», 1969, № 19Г89.

- Adams Y. A. S. Laboratory  $\gamma$ -ray spectrometer for geochemical studies.—In: The National Radiation Environment. The Univer. Chicago Press, 1964.
- Adams Y. A. S., Saunders D. Uranium content of the lavas of Lassen volcanic national Park, California.—"Bull. Geol. Soc. Amer.", 1953, vol. 64, N 2.
- Adams Y. A. S., Osmond Y. K., Rogers Y. Y. W. The geochemistry of thorium and uranium.—"Physics and chemistry of the earth", 1959, vol. 3.
- Adams Y. A. S., Lowder W. H. The Natural Radioation Environment. The Univer Chicago Press, 1964.
- Amiel S., Gilat Y., Henmann D. Determination of uranium in hondrites by the neutron activation technique.—"Geochim. et Cosmochim. Acta", 1967, vol. 31, № 9.
- Barbera L. Radioactivity of samples from lava of Etna Volcano.—"Ann. geofis. (Rome)", 1953, № 6.
- Birch F. Differentiation of the mantle.—"Bull. Geol. Soc. Amer.", 1958, vol. 69, № 4.
- Birch F. Speculations on the earth's thermal history.—"Bull. Geol. Soc. Amer.", 1965, vol. 76, № 2.
- Bunker C., Bush C. Uranium, thorium and radium analyses by gamma-ray spectrometry (0,184—0,352 million electron volts). Реф. журнал «Химия», 1969, 6Г110.
- Coulomb R., Goldsztejn M. Comproment geochimique du Ta, Th, Co, Sc, U, dans les lavas de la chaine des puy.—"Bull. Soc. frans. mineral et cristallogr.", 1964, vol. 87, № 2.
- Doshi G. Alkaline earth phosphate as carrier for the determination of trace elements in sea-water.—"Indian. J. Chem.", 1967, vol. 5, № 11.
- Egnel A. E., Engel C. G., Havens R. G. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle.—"Bull. Geol. Soc. Amer.", 1965, vol. 76, № 7.
- Ewart A., Stipp Y. Determination of the  $Sr^{87}/Sr^{86}$ , Sr, Rb, K, U and Th.—"Geochim. et Cosmochim. Acta", 1968, vol. 32, № 7.
- Fisher D. Homogenized fission track determination of uranium in whole rock geologic samples.—"Analyt. Chem.", 1970, vol. 42, № 3.
- Gangadharam E., Parekh P. Neutron activation analysis of microgram and submicrogram quantities of thorium in ultramafic rocks.—"Radiochim. acta", 1968, vol. 10, № 1—2.
- Gasparini P. Sul compartamento del torio e dell'uranio nel processo di differenziazione magmatica.—"Ann. Osserv. Vesuviano", 1962, № 4.
- Gasparini P. Radiottivita del lava monte Rotaro (Isola d'Ischia).—"Ricerca Scient. Rendiconti", 1963, p. 2, Sez. A, № 4.
- Gast P. Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types.—"Geochim. et Cosmochim. Acta", 1968, vol. 32, № 10.
- Gast P. Dispersed elements in oceanic volcanic rocks.—In.: Intern. Symposium on phase transformation and the earth's interior, Canberra, 1969.
- Gomez — Pantoja Y. Determinacion de trazas de torio en minerales de uranio con argenazo III.—Реф. журнал «Химия», 1970, 6Г142.
- Gottfried D., Moore R., Campbell E. Thorium and uranium in some volcanic rocks from the circum-Pacific province.—"Geol. Surv. Profess. Paper", 1963, № 450-E.
- Gottfried D., Greeland L. P., Campbell E. Variation of Nb-Ta, Zr-Hf, Th-U and K-Cs in two diabase-granohyre suites.—"Geochim. et Cosmochim. Acta", 1968, vol. 32, № 9.
- Green T. H., Ringwood A. T. Origin of the calc-alkaline igneous rocks suite.—"Earth and Planet Sci. Letters", 1966, vol. 1, № 5.
- Green T. H., Ringwood A. E. Crystallization of basalt and andesite under high pressure hydrous conditions.—"Earth and Planet Sci. Letters", 1968a, vol. 3, № 5.
- Green D. H., Morgan Y. W., Heier K. S. Thorium, uranium and potassium abundances in peridotite inclusions and their host basalt.—"Earth and Planet. Sci. Letters", 1968b, vol. 4, № 2.



- Gunn C.** Modal and element variation in Antarctic tholeiites.—“*Geochim. et Cosmochim. Acta*”, 1966, vol. 30.
- Hamilton E. I.** The geochemistry of the northern part of the Ilimaussa intrusion, S. W. Greenland.—“*Medd. Greenland*”, 1964a, vol. 162, № 10.
- Hamilton E. I.** The uranium content of the differentiated Skaergaard intrusion, East Greenland.—“*J. Petrol.*”, 1964b, № 4.
- Heier K. S.** Uranium, thorium and potassium in eclogitic rocks.—“*Geochim. et Cosmochim. Acta*”, 1963, vol. 27, № 8.
- Heier K. S.** Radioactive elements in the continental crust.—“*Nature*”, 1965, vol. 208.
- Heier K. S., Rogers Y. Y. W.** Radiometric determination of thorium uranium and potassium in basalts and in two magmatic differentiation series.—“*Geochimica et Cosmochim. Acta*”, 1963, vol. 27.
- Heier K. S., Carter I. L.** Uranium, thorium and potassium content in basic rocks and their bearing on the upper mantle.—In.: *The Natural Radiation Environment*, Chicago, 1964a.
- Heier K. S., Mc Dongall Y., Adams Y. A. S.** Thorium, uranium and potassium concentration in Hawaiian lavas.—“*Nature (Eng)* 1964b, vol. 201, № 4916.
- Heier K. S., Compston W., Mc Dongall Y.** Thorium, and uranium concentrations and the isotopic composition of strontium in the differentiated Tasmanian dolerites.—“*Geochim. et Cosmochim. Acta*”, 1965, vol. 29, № 6.
- Heier K. S., Adams S. A. S.** Concentration of radioactive elements in deep crustal material.—“*Geochim. et Cosmochim. Acta*”, 1965b, vol. 29, № 1.
- Hubbard N. I.** A chemical comparison of oceanic ridge, Hawaiian tholeiitic and Hawaiian alkalic basalts.—“*Earth and Planet. Sci. Letters*”, 1969, vol. 5, № 5.
- Jurain G.** Remarques sur la teneur en uranium des eaux des vorges meridionales.—“*Acad. Sci.*”, 1957, vol. 245, № 13.
- Kirsanov J. T.** Acid Volcanism and Thermal Manifestations in the area of Mutnovsky and Gorely Volcanoes Southern Kamchatka).—“*Bull. Volcanol.*”, 1967, vol. 30.
- Kleeman J. D., Green D. H., Lovering J. E.** Uranium distribution in ultrabasic inclusions from Victorian basalts.—“*Earth and Planet. Sci. Letters*”, 1969, vol. 5, № 7.
- Kranskopf K. B.** Übersicht über moderne Ansichten zur physikalischen Chemie erzbildender Lössungen.—“*Naturwissenschaften*”, 1961, vol. 48, № 12.
- Kuno H.** High — alumina basalt.—“*J. Petrol.*”, 1960, № 1.
- Kuno H.** Lateral variation of basalt magma across continental margins and island arcs.—In.: *Paper Geol. Surv., Canada*, 1966.
- Larsen E. S., Gottfried D., Molloy M.** Distribution of uranium in the volcanic rocks of the San Juan Mountains South Western Colorado.—In.: *Proc. U. N. Intern. Conf. Peaceful uses Atomic Energy*, 2nd, Geneva 2, 1958.
- Larsen E. S. Jr., Gottfried D.** Distribution of uranium in rocks and minerals of mesozoic in western United States.—“*Geol. Surv., Bull.*”, 1961, № 1070-C.
- Locardi E., Mitterpergher M.** Esalative supergenetic uranium, thorium and marcasite occurrences in central Italy.—In.: *Symposium on Volcanoes their roots*, Oxford, 1969.
- Mantel M., Sung — Tung P., Amiel S.** Neutron activation analysis of thorium in rocks and ores by muliprium —  $\gamma$ -ray peak ratio determination.—“*Analyt. chem.*”, 1970, vol. 42, № 2.
- Masuda A.** Distribution of Th, U, K and radioactive heat production as a function of depth within the earth.—“*Inst. Nucl. Study Univ. Tokyo*”, 1964, № J-65.
- Mathewon G.** Determination of U, Ra, Th and K in various rocks of the voses by gamma-spectrometry with the help of a lithium-compensated germanium detector.—“*Comp. Rend.*”, 1969, Ser. A, B, 268.



- Muto Tadashi, Hirono, Schuichiro, Kurata, Hideo.** Some aspects of fixation of uranium from natural waters.—“Mining Geol.”, 1965, № 15.
- Nagasawa H., Wakita H.** Partition of uranium and thorium between augite and host lavas.—“Geochim. et Cosmochim. Acta”, 1968, vol. 32, № 8.
- Ogata N.** Collection of uranium in sea-water. Coprecipitation of uranium in sea-water with metal hydroxide.—“Nucl. Sci. Abstr”, vol. 23, № 7617.
- Ouma N., Higuchi H., Wakita H., Nagasawa H.** Trace element partition between two pyroxenes and the host lava.—“Earth and Planet. Sci. Letters”, 1968, vol. 5, № 1.
- Oversly V. M., Gast P. M.** Lead isotope composition and uranium decay series disequilibrium in recent volcanic rocks.—“Earth and Planet. Sci. Letters”, 1968, vol. 5, № 3.
- Poole Y. H. Y.** Radioactivity of sodium carbonate lava from Oldoino Lengai, Tanganyika.—“Nature (Eng.)”, 1963, vol. 198, № 4887.
- Samsoni Z.** Investigation of factors affecting the accuracy and sensitivity of the fluorometric determination of uranium.—“Microchim. Acta”, 1967, № 1.
- Shaw D. M.** U, Th and K in the Canadian Precambrian shield and possible mantle compositions.—“Geochim. et Cosmochim. Acta”, 1967, vol. 31, № 6.
- Shigematsu T., Tabusi M., Aoki T.** Activation analysis of lanthanum and europium in sea-water and lake water.—“Nucl. Sci. Abstr”, 1968, vol. 22, No 21043.
- Siemes H., Schwarz E.** Zur Bestimmung von Uran und Thorium in Sedimentgesteinen des Karbons.—Реф. журнал «Химия», 1965, 3Г111.
- Smale A.** Determination of uranium in rocks.—“The Analyst”, 1952, № 920.
- Stärk H., Turkowsky C.** Zur Bestimmung von Spurengehalten an Th<sup>232</sup> in Gesteinen und Mineralien durch Neutronenaktivierung.—“Radiochim. acta”, 1966, vol. 5, № 1.
- Steinnes E., Brunne D.** Determination of uranium in rocks by instrumental activation analysis using epithermal neutrons.—“Talanta”, 1969, vol. 16, № 9.
- Sveinbjörn Björnsson.** Radon and water in volcanic gas at Surtsey, Iceland.—“Geochim. et Cosmochim. Acta”, 1968, vol. 32, No 8.
- Taylor S. R.** The origin and growth of continents.—“Tectonophysics”, 1964, vol. 4, № 1.
- Taylor S. R.** Geochemistry of andesites and the growth of continents.—“Nature”, 1965, vol. 208, № 5007.
- Taylor S. R., White A. Y. R.** Trace element abundances in andesites.—“Bull. Volcanol.”, 1966, vol. XXIX.
- Tatsumoto M., Hedge C., Engel A. K., Rb, Sr, Th, U and the Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> ratio in oceanic tholeiitic basalts.**—“Science”, 1965, vol. 150, N 3698.
- Turkowsky C., Stärk H., Born H.** Zur Bestimmung von Spuren an Uran in Gesteinen und Mineralien durch Neutronenaktivierung.—“Radiochim. acta”, 1967, vol. 8, N 1.
- Volf Y., Sulcek Z.** Beitrag zur Bestimmung kleiner Mengen Urans in Erzen.—Реф. журнал «Химия», 1970, 5Г 166.
- Wakita H., Nagasawa H.** Uranium, thorium and potassium contents of possible mantle materials.—“Geochim. J.”, 1967, № 1.
- Weeks A. D., Eargle D. H.** Uranium at Palangana Salt dome, Duval County, Texas.—“Geol. Surv. Profess. Paper, 1960, N 400-B.
- Winchester Y. W.** Terrestrial heat flow, radioactivity, and the chemical composition of the earth's interior.—“J. Geol. Educ.”, 1966, vol. 14, № 5.
- Zinitiro H., Susumu N., Tetsuji A.** A trial method of determining uranium and thorium of rocks in radioactive disequilibrium by neutron activation analysis.—“M. Coll. Sci. Univ. Kyoto”, 1967, B33, N 4.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Введение . . . . .	5
Краткий геологический очерк . . . . .	7
Методы определения урана и тория в вулканиче- ских продуктах . . . . .	11
<i>Глава I.</i> Уран и торий в процессе кристаллизации вулкани- ческих пород . . . . .	20
<i>Глава II.</i> Уран и торий в процессе дифференциации . . . . .	32
<i>Глава III.</i> Уран и торий в поствулканическом процессе . . . . .	45
<i>Глава IV.</i> Региональные особенности распределения урана и тория в современных и четвертичных вулканиче- ских породах Курильских островов и Камчатки . . . . .	60
Заключение . . . . .	89
Литература . . . . .	94

*Лидия Лазаревна Леонова,  
Нина Ивановна Удальцова*

**ГЕОХИМИЯ УРАНА И ТОРИЯ  
В ВУЛКАНИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ  
НА ПРИМЕРЕ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ЗОНЫ**

Ответственный редактор  
*Кирилл Никифорович Рудич*

Редактор *Г. А. Есева*  
Художник *С. М. Кудрявцев*  
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*  
Технический редактор *Г. Г. Сенченко*  
Корректоры *Л. А. Гуринович, В. К. Тришина*

---

Сдано в набор 13 марта 1974 г. Подписано в печать  
4 декабря 1974 г. МН 00602. Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага  
типографская № 2. 6,5 печ. л. 6,5 уч.-изд. л. Тираж  
1000 экз. Заказ № 50. Цена 65 коп.

---

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099,  
Новосибирск-99, Советская, 18.  
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новоси-  
бирск, 77, Станиславского, 25.



Цена 65 коп.

1560