

# ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ИЗОТОПОВ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

# ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ИЗОТОПОВ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

Ответственные редакторы:  
Л. К. ЛЕВСКИЙ, О. А. ЛЕВЧЕНКОВ



ЛЕНИНГРАД  
ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1987



4805

Сборник посвящен методическим и методологическим вопросам изотопной геохимии и геохронологии. Рассмотрены проблемы миграции изотопов и состояние радиометрических систем в условиях метаморфических изменений пород и минералов. Оцениваются возможности применения различных методов определения возраста. Исследуется изотопная систематика мантии, в частности изотопная эволюция системы кора-мантия с момента образования Земли. Анализируются пути увеличения точности и правильности аналитических данных.

Сборник предназначен для геологов, геохимиков, геофизиков, интересующихся использованием изотопных методов для решения геологических проблем.

Рецензенты:

С.Б. ЛОБАЧ-ЖУЧЕНКО, Э.М. ПРАСОЛОВ

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Арсенал технических средств, используемых в изотопной геологии, достаточно обширен и, если говорить о мировом уровне, соответствует по аналитическим возможностям масс-спектрометров требованиям, предъявляемым к этим приборам со стороны специалистов, занятых проблемами изотопной геологии вообще и изотопной геохронологии в частности.

Наряду с использованием «классических» приборов и методов начинают развиваться нестандартные методы изотопного анализа: ионно-ионный для исследования пространственного распределения изотопов, термоионный для изучения их энергетического распределения. Эти методы обещают привести к интересным результатам в самом ближайшем будущем.

Разумеется, и в классических методах есть ряд нерешенных проблем, некоторые из которых имеют принципиальное значение и могут стать препятствием на пути увеличения чувствительности и точности изотопного анализа.

Одним из важных технических параметров масс-спектрометров является их надежность, которой, к сожалению, обладают далеко не все приборы. В одной из работ, представленных в настоящем сборнике, предлагается оригинальное решение проблемы надежности и устойчивости параметров прибора МИ-1320.

Не менее важной, но заведомо более сложной проблемой в изотопной геологии является отклонение изотопных систем от первоначальных или равновесных состояний. В геохронологии это приводит к появлению кажущихся значений возраста, в изотопной геохимии — к потере изотопной метки. Пути решения этой кардинальной проблемы могут быть различны и в той или иной степени освещаются на страницах сборника.

Наряду с полевыми исследованиями изотопных систем в различных режимах метаморфизма, особенно при различном характере флюидного режима, необходимо (и с каждым годом это становится все более очевидным) лабораторное изучение воздействия внешних условий на устойчивость изотопной информации. В настоящее время возможна имитация практически всего спектра  $p$ - $T$ - $X$ -условий за исключением неизбежного изменения масштаба времени — реального и лабораторного. Установление степени адекватности природ-

ных и лабораторных условий — одна из основных задач будущих исследований. Решив ее, мы сумеем «прочитать» многое из того, что сейчас является неясным и загадочным.

Исследователи стоят сейчас на пороге изотопного изучения мантийного резервуара с использованием многомерной изотопной систематики. Цель этого изучения очевидна — построение геодинамических моделей, которые могут расшифровать историю планеты от момента ее образования до настоящего времени.

И.М. Морозова, О.А. Левченков,  
Г.М. Другова, Е.С. Богомоллов,  
Н.Г. Бережная, С.С. Яковлева,  
Т.В. Кольцова, Л.К. Левский

## МИГРАЦИЯ ИЗОТОПОВ И ПРОБЛЕМА ДАТИРОВАНИЯ ДРЕВНЕЙШИХ ПОРОД ПО ЦИРКОНАМ

### Основные проблемы изотопного датирования древнейших пород.

В настоящее время серьезное изучение происхождения и эволюции литосферы в раннем докембрии, выявление пространственно-временных корреляций между геологическими процессами невозможно без применения методов определения возраста, основанных на различных схемах радиоактивного распада ( $Sm-Nd$ ,  $Rb-Sr$ ,  $U-Pb$ ,  $K-Ar$ ). Современные аналитические возможности методов достаточно высоки и позволяют датировать практически все породы и минералы с высокой точностью (1–2%).

Основные трудности применения методов сводятся к интерпретации данных. При этом следует помнить, что в согласии с моделью расчета вычисленное значение возраста в лучшем случае соответствует времени образования замкнутой геохронометрической системы (радиоактивный-радиоγενный элементы), что не всегда идентично по смыслу времени формирования геологического объекта, а может отражать отдельные моменты в ходе его развития.

Особенно трудно применять изотопные методы для выяснения времени первичного формирования докембрийских пород, учитывая их сложную полиметаморфическую историю, в течение которой изотопные системы могут неоднократно частично или полностью переотраиваться. Степень открытия отдельных систем мало изучена, зависит от специфики дифференциальной подвижности материнских и дочерних изотопов при различных физико-химических параметрах наложенных процессов. В результате, как правило, появляются расходящиеся значения возраста между методами и внутри отдельных методов для когенетичных минералов и пород. Возникают определенные трудности при изотопно-геохимической и геологической интерпретации дискордантных данных.

Изотопно-геохимическая (или физико-химическая) интерпретация сводится к отбраковке цифр, не имеющих геологического смысла, и выявлению реальных значений возраста, для которых доказана замкнутость геохронологической системы. Это производится на основании разработанных критериев замкнутости систем. Ими являются совпадения результатов между методами, между минералами, а также специальные статистические приемы анализа замкнутости

систем, основанные на величине среднего квадрата взвешенных отклонений (СКВО).

Геологическая интерпретация заключается в соотношении полученной цифры с временем протекания определенного геологического события образования породы, ее преобразования или отдельного момента в ее геохимической или термической эволюции. Сложности геологической интерпретации сохраняются даже в тех случаях, когда результаты изотопных методов совпадают, так как самые ранние этапы геологического развития (осадконакопление и региональный метаморфизм) могут геохронологически не фиксироваться, а значения возраста будут отражать последующий метаморфический этап (Горохов и др., 1976).

В качестве примера можно привести согласующиеся значения возраста, полученные  $U-Pb$  методом по цирконам и  $Rb-Sr$  методом по породам для гнейсов кольской серии (2560 и 2600 млн. лет), которые соответствуют второму этапу гранулитового метаморфизма, установленного для этого региона (Бибикина и др., 1973; Горохов и др., 1976). В то же время при гранулитовом метаморфизме иногда перестройка  $U-Pb$  систем носит локальный характер и для пород единой стратиграфической единицы и складчатой структуры получают различные данные, датирующие не только гранулитовый метаморфизм, но и предшествующие ему события (Gray e.a., 1978). Проведению геохронологических корреляций способствует построение структурно-метаморфической шкалы. Однако и на этой основе интерпретация не всегда однозначна. Очевидно, отсутствие унифицированного подхода к интерпретации данных связано с ограниченностью информации относительно поведения отдельных систем в процессе вторичных воздействий. Для решения общих задач эволюции докембрийской литосферы необходимо комплексное использование всех методов или некоторых из них для решения отдельных проблем. В каждом конкретном случае выбор метода зависит от его возможностей и ограничений, которые весьма специфичны и в первом приближении определяются совокупностью ряда факторов:

- 1) степень сохранности первичной информации в зависимости от характера и интенсивности вторичного воздействия;
- 2) существованием модельных приемов, позволяющих извлекать реальную возрастную информацию из данных, искаженных за счет миграции изотопов;
- 3) существованием достоверных критериев замкнутости изотопных систем.

При датировании древнейших пород одной из самых информативных считается  $U-Pb$  система цирконов. Она устойчива к температурным воздействиям и обладает внутренним критерием достоверности времени закрытия (конкордантность возраста, вычисленного по различным отношениям  $^{207}Pb/^{206}Pb$ ,  $^{207}Pb/^{235}U$ ,  $^{206}Pb/^{238}U$ ).

Уран-свинцовый метод обладает уникальной возможностью, позволяющей рассчитать по модели Аренса-Везерилла конкордантное значение возраста по однократно нарушенным уран-свинцовым изотоп-

ным отношениям. Вместе с тем при датировании полиметаморфических образований по цирконам следует помнить о некоторых моментах, затрудняющих получение достоверной возрастной информации:

- 1) несоответствие многоэтапной истории цирконов модели Аренса-Везерилла;
- 2) возможность получения искаженного значения возраста по данным построения внутренней изохроны единичной пробы циркона (Бибикова, 1977; Бибикова и др., 1979; Baadsgaard, McGregor, 1981).
- 3) значительная неопределенность в установлении генезиса анализируемой генерации циркона.

В связи со сказанным перспективными оказываются приемы отыскания и датирования цирконов, имеющих простую историю развития, или их отдельных фаз, не затронутых воздействиями, с помощью методов абразивной обработки или дифференциального растворения (Krogh, Davis, 1975; Макеев, 1979).

Метод дифференциального растворения (МДР) и датирование по кристаллическому остатку основаны на химическом разделении метамиктной и кристаллической фаз цирконов, представленных одной генерацией. Кристаллический остаток сохраняет первичную информацию, и результаты изотопного анализа часто оказываются конкордантными. Применение МДР для смеси цирконов разновозрастных генераций приводит к неправильным результатам.

Существенно, что среди дискордантных значений  $U-Pb$  возраста  $Pb-Pb$  возраст, как правило, наименее искажен. Его данные не нарушаются при современном выносе свинца, но изменяются при выносе в прошлых метаморфических эпизодах. Датирование  $Pb-Pb$  методом можно проводить экспрессным способом измерения изотопного состава элементов, в данном случае — свинца путем его непосредственного испарения из малых навесок циркона ( $\sim 0.1$  мг) (Чухонин, 1978).

В случае отсутствия возможностей аналитического определения возраста по миллиграммовым навескам цирконов можно рекомендовать совместное датирование по метамиктной и кристаллической фазам  $U-Pb$  методом и по морфотипам  $Pb-Pb$  методом.

В данной работе такое комплексное изучение  $U-Pb$  систем цирконов обоими методами в сочетании с осколкордиографией применено для исследования древних участков земной коры на примере цирконов из пород Олекминской складчатой системы.

Объект исследования. Олекминская складчатая область, которая занимает западную часть Алданского щита и сложена различными структурно-вещественными комплексами (Курультинским, Олекминским, Олондино-Борсалинским, Удоканским), интересна с точки зрения геохронологии докембрия, так как представляет собой зоны сочленения двух основных типов докембрийских структур — гнейсогранулитовой и гранит-зеленокаменной. Несмотря на длительное изучение докембрия образований Алданского щита, многие возрастные соотношения в этом регионе остаются дискуссионными.

В последние годы в связи с расширенным геологическим исследованием Восточной Сибири, стимулированным строительством БАМа, в ИГД АН СССР были получены новые данные относительно эволюции эндогенных процессов в Олекминской складчатой области. На основании изучения эндогенных процессов в Олекминском мегаблоке выделяются четыре докембрийские эпохи (цикла развития), каждая из которых зафиксирована в формировании структурно-вещественных комплексов: первый – раннеархейский ( $AR_1^K$ ), с Курультинским комплексом; второй – раннеархейский, с Олекминским комплексом ( $AR_1^0$ ); третий – позднеархейский ( $AR_2$ ), с Олондино-Борсалинским комплексом; четвертый – нижнепротерозойский, с Удоканским комплексом и его аналоги.

Объектом датирования были цирконы из пород Олекминской складчатой области. Породы представлены гнейсами и кристаллическими сланцами Курультинского комплекса, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации умеренных давлений и испытавших диафрез в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации. Породы олекминской серии представлены биотитовыми и биотит-амфиболовыми плагiogнейсами и амфиболитами, испытавшими прогрессивный метаморфизм высокотемпературной амфиболитовой фации, мигматизацию и гранитизацию. Датировались также метавулканы Олондино-Борсалинского комплекса, метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации, и метасадочные породы отсюда же.

Методика измерения. Измерения изотопного состава свинца в цирконах проводились по методике термоионной эмиссии на масс-спектрометре МИ-1201, снабженном ионно-электронным умножителем, ПРМ-1 и мини-ЭВМ «Искра 125». Точность анализа не хуже 3%.

$U-Pb$  датирование цирконов проводилось по растворимой (РФ) и нерастворимой (НРФ) фазам. Для выделения кристаллической нерастворимой фазы фракции цирконов обрабатывались фтористоводородной кислотой по методике, детально описанной ранее (Левченков и др., 1982). Свинец и уран выделялись по методике Кроу. Загрязнение лабораторным свинцом в опыте не превышало  $10^{-8}$ . Содержание свинца и урана в цирконах определялись методом изотопного разбавления. Изотопные измерения выполнены на масс-спектрометре МИ-1201 в комплексе с ПРМ-1 и ЭВМ «Искра-125». Аналитическая неопределенность измерений свинец-урановых изотопных отношений в пробах цирконов не превышала 2%. Для расчета изотопных возрастов использовались следующие значения констант:

$$\lambda_{238} = 0.155125 \cdot 10^{-9} \text{ лет}^{-1}, \lambda_{235} = 0.984850 \cdot 10^{-9} \text{ лет}^{-1},$$

$^{238}U / ^{235}U = 137.88$ . В качестве поправки на обыкновенный свинец использовался изотопный состав современного свинца с изотопными отношениями  $^{207}Pb / ^{204}Pb = 15.68$ ,  $^{206}Pb / ^{204}Pb = 18.77$ .

Результаты  $Pb-Pb$  датирования цирконов. Места отбора проб и результаты изотопного датирования  $Pb-Pb$  методом пред-



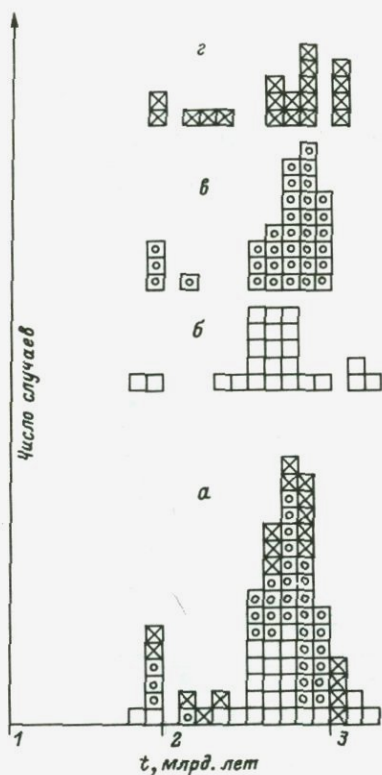


Рис. 2. Гистограммы  $Pb-Pb$  возрастов цирконов из пород Олекминской складчатой области: общая (а), курультинская серия (б), олекминская серия (в), Олондино-Борсалинский комплекс (г).

Проведенное датирование позволило отобрать цирконы, наиболее перспективные для определения времени первых этапов формирования пород гранулитовой и амфиболитовой фаций Олекминской складчатой области. Ими явились цирконы кристаллических сланцев из Оломокитского и Имангранканского блоков (обр. Б-396-6, 0533, 0534), а также цирконы из гнейсов и амфиболитов олекминской серии, в западной части Олекминского геоблока.

Результаты  $U-Pb$  датирования цирконов. Оломокитский блок гранулитов. Цирконы, выделенные из образца Б-396-6, были разделены на три фракции по плотности и величине зерен: 1) тяжелая, размер зерен больше 0.1 мм

( $T, > 0.1$ ); 2) тяжелая, размер зерен меньше 0.1 мм ( $T, < 0.1$ ); 3) легкая (Л). Для растворимой в HF (РФ) и нерастворимой (НРФ) фаз фракции ( $T, < 0.1$ ) выполнены только измерения изотопного состава свинца из-за недостатка цирконового материала (табл. 2).

Основной особенностью нерастворимых фаз циркона оказалась дискордантность значений изотопных возрастов (табл. 2, рис. 3). В то же время значения возраста по отношению  $^{207}Pb/^{206}Pb$  находятся в узком интервале времени от 3115 до 3175 млн. лет для растворимых и нерастворимых фаз. Учитывая различную способность свинца к выносу из метамиктной и кристаллической фаз, можно принять максимальное значение  $Pb-Pb$  возраста за верхний предел времени закрытия  $U-Pb$  системы цирконов. Выявленная значительная дискордантность изотопных значений возраста по всем отношениям ( $^{207}Pb/^{206}Pb$ ,  $^{207}Pb/^{235}U$ ,  $^{206}Pb/^{238}U$ ) является результатом выноса свинца в два этапа: в протерозойский период, датированный  $Pb-Pb$  и  $K-Ar$  методами 1700-1800 млн. лет, и в современное время.

Поэтому объяснение полученных дискордантных значений возраста возможно только на основе модели двухстадийного выноса свинца.

Т а б л и ц а 1

Pb - Pb возраст цирконов из пород Олекминской складчатой системы с их морфологической и радиографической характеристикой

Номер пробы	Порода и место отбора пробы	Морфологическая характеристика разновидностей цирконов	Pb - Pb возраст цирконов по разновидности и валу, млн. лет	Результаты осколкордиографии		
				вид распределения урана в кристаллах цирконов	доля кристаллов данного вида распределения, %	концентрация урана, мкг/г
К у р у л ь т и н с к и й   к о м п л е к с						
Б-404-6	Гранитогнейс, мигматизированный, с микроклиннизацией. Оломокитский блок.	I. Розовато-желтоватые, мутные, призматического облика, субидiomорфные с метамиктным ядром	2700 $\pm$ 70	Гет.	80	10-240 яд.; 600 яд., редк.; 120-360 об.
		II. Розовые, прозрачные, призматического облика, овальные и округлые с зональным ядром	2630 $\pm$ 50	" Гом.	20 65	120-240 яд., 60-120 об. 120-360, 600 редк.
		III. Ярко-розовые, прозрачные, эллипсовидные и округлые овальные, однородные	2660 $\pm$ 20	" Гет.	70 30	120-240 10-120 яд., 240-360 об.
Б-396-6	Гиперстено-плагиоклазовый сланец. Оломокитский блок	I, II. Розовые, мутные и прозрачные, субидiomорфные, гиацинтового габитуса:				
		I. Преобладают мутные	3180 $\pm$ 70	Гом.	100	10-120
		II. Преобладают прозрачные	3100 $\pm$ 50	" Гет.	80 20	120-240 10-120 яд., 360-600 об.

Таблица 1 (продолжение)

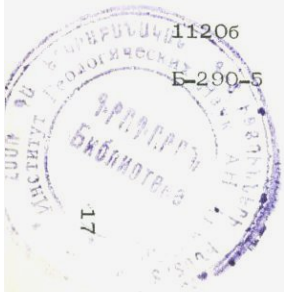
Номер пробы	Порода и место отбора пробы	Морфологическая характеристика разновидностей цирконов	Pb-Pb возраст цирконов по разновидности и валу, млн. лет	Результаты осколкордиографии		
				вид распределения урана в кристаллах цирконов	доля кристаллов данного вида распределения, %	концентрация урана, мкг/г
0533, 0534	Мигматит по гиперстеновому сланцу. Иманграканский блок	I. Ярко-вишневые, призматические, гетерогенные, с зональным светло-розовым метамиктизированным светло-розовым призматическим ядром II. Ярко-вишневые, изометричные и овальные, однородные	3060 $\pm$ 60	Гом. Гет.	66 44	60-600, 1200 редк. 10-120 яд., 120-360 об.
			2880 $\pm$ 50	Гом.	-	60-600
0128а	Гранат-кордиеритовый гнейс. Ханнинский блок	I. Розовые, призматические с округлым ядром II. Красновато-вишневые, прозрачные, овальные	2650 $\pm$ 50*	"	100	10-1200
			-	-	-	-
Б-1407-3	Глиноземистый гнейс. Ханнинский блок	I. Коричневые, призматические, с большим количеством микровключений II. Розовато-сиреневые, прозрачные, овальные и округлые	2260 $\pm$ 50*	"	100	10-600, 1200 редк.
			-	-	-	-
0528 в	Гиперстен-биотит-плагиогранитогнейс. Иманграканский блок	I. Вишневые, мутные, изометричные и округлые II. Бесцветные, призматические, идиоморфные, тонкозональные III. Гиацинтового цвета, прозрачные, изометричные, многоплоскостные, однородные	2510 $\pm$ 160	"	100	10-240
			1870 $\pm$ 100	-	-	-
			1780 $\pm$ 160	Гом.	100	10-240
0707ю	Гиперстен-биотит-плагиоклазовый гнейс. Иманграканский блок	I. Розовые и бесцветные, прозрачные, однородные II. Ярко-малиновые, непрозрачные, округлые, многоплоскостные III. Розовато-коричневые, прозрачные, призматические, гиацинтового габитуса	2620 $\pm$ 30	"	100	10-240, 600 редк.
			2530 $\pm$ 50	" Гет.	75 25	10-240 10-120 яд., 240-360 об.
			2450 $\pm$ 60	Гом.	100	10-240
441-4	Двупироксеновый сланец. Ханнинский блок	Розово-вишневые, прозрачные и мутные, от призматических до овальных изометричных	2320 $\pm$ 50*	-	-	-
541-10	Гранатсодержащий биотитовый гнейс. Иманграканский блок	I. Розовато-коричневые, призматические с дорастаниями II. Розовато-вишневые, изометричные и овальные	2520 $\pm$ 50	-	-	-
			2570 $\pm$ 60	-	-	-

Т а б л и ц а 1 (продолжение)

Номер пробы	Порода и место отбора пробы	Морфологическая характеристика разновидностей цирконов	Рb-Рb возраст цирконов по разновидностям и валу, млн. лет	Результаты осколкорadiографии		
				вид распределения урана в кристаллах цирконов	доля кристаллов данного вида распределения, %	концентрация урана, мкг/г
0613ш+щ	Гранатсодержащий гиперстен-диопсид-амфибол-плагиоклазовый сланец. Ханинский блок	I. Вишневые, прозрачные, овальные и изометричные	2540 $\pm$ 40	-	-	-
		II. Розовато-вишневые, сростки мелких гранул	2610 $\pm$ 40	-	-	-
		III. Розовато-вишневые, мутные, овальные, мелкие	2500 $\pm$ 40	-	-	-
0613н	Биотитовый плагиогнейс. Ханинский блок	I. Коричневато-желтоватые, прозрачные, призматические, тонкозональные, однородные	2550 $\pm$ 40	-	-	-
		II. Коричневато-вишневые, мутные, призматические, субидiomорфные, гиацинтового габитуса	2590 $\pm$ 40	-	-	-
О л е к м и н с к и й    к о м п л е к с						
0430, 0430а	Биотитовый плагиогнейс	Средняя фракция 0.1-0.06 мм	2780 $\pm$ 120*	Гом.	100	120-1200
0431а,б,в	Биотитовый плагиогнейс и мигматит. Р-н пос. Озерного	Мелкая фракция 0.06 мм	2770 $\pm$ 30*	"	100	10-240, 1200 редк.
М-192-3	Биотитовый плагиогнейс	Розоватые, прозрачные, призматические, с зональным ядром и однородные. Мелкая фракция 0.06 мм	2780 $\pm$ 60*	"	100	10-120
С-187-3	То же	Розоватые, призматические, гиацинтового габитуса, с розовым ядром. Мелкая фракция 0.06 мм	2800 $\pm$ 40*	"	100	120-240
Б-368	Биотитовый плагиогранитогнейс	Молочно-белые, призматические, гиацинтового габитуса с ядрами и однородные	2730 $\pm$ 70*	Гет.	73 27	10-360, 1200 редк. 10-1200 сл.
Б-185-1	Биотитовый плагиогнейс	Розовато-сиреневые, призматические, гиацинтового габитуса, однородные	2770 $\pm$ 70*	-	-	-
Б-174-3	Плагиогранит	Светло-розовые, призматические, гиацинтового габитуса, с зональным ядром	2820 $\pm$ 50*	-	-	-
Б-220-5	"	Светло-розовые, прозрачные и мутные, призматические до игольчатых, грубозональные	2720 $\pm$ 50*	-	-	-
Б-270-1	Плагиогранитогнейс	Молочно-белые, прозрачные, призматические. Однородные и гетерогенные	2700 $\pm$ 40*)	-	-	-
Б-280-4	Плагиогранит	Молочно-белые, призматические, игольчатые, цирконового габитуса	2590 $\pm$ 30	-	-	-

Таблица 1 (продолжение)

Номер пробы	Порода и место отбора пробы	Морфологическая характеристика разновидностей цирконов	Р <sub>б</sub> - Р <sub>б</sub> возраст цирконов по разновидности и валу, млн. лет	Результаты осколкорadiографии		
				вид распределения урана в кристаллах цирконов	доля кристаллов данного вида распределения, %	концентрация урана, мкг/г
Б-290-1а	Плаггиогранит	Молочно-белые, призматические и длиннопризматические, однородные и гетерогенные	2590±30	-	-	-
96-5	Биотитовый плаггиогнейс. р. Эвонокит	Розовые, мутные, призматические	2530±70	Гом. Гет.	68 32	10-600 10-240 яд., 120-600 об.
96-1	То же	I. Розово-бурые, призматические, грубозональные, обломки, крупные	2720±70	-	-	-
		II. Розово-сиреневые, блестящие, многоплоскостные	2670±30	-	-	-
		III. Сротки мелких округлых зерен	2630±140	-	-	-
96-2	" "	Розовые, бурые, призматические, многоплоскостные	2610±70	-	-	-
0666	Амфиболит	Розово-коричневые, мутные и прозрачные, призматические	2930±50*	-	-	-
325-1	Биотитовый плаггиогнейс. Р-н Чаро-Токко	I. Буро-вишневые, призматические, гиацинтового габитуса	2850±50	-	-	-
			4805			
Б-55-3	Гранодиоритовый гнейс. р. Эвонокит	II. Вишневые, многоплоскостные	2640±40	-	-	-
Б-220-3	Катаклазированный гранит	Буро-коричневые, призматические	2640±50	-	-	-
		I. Бесцветные, прозрачные, призматические, однородные	2860±50	-	-	-
		II. Желто-розовые, мутные, призматические, гетерогенные	2790±40	-	-	-
0661	Биотитовый плаггиогнейс. Р-н пос. Озерного	Розовато-коричневые, призматические и игольчатые	2740±50	Гом. Гет.	57 42	10-240, 600 редк. 10-120 яд., 120-240 об.
0661г	Биотитовый гранит	I. Розовые, прозрачные, призматические	1870±50	"	86	10-120 яд., 120-600 об.
		II. Розовато-коричневые, мутные, призматические	1810±50	"	13	120-1200 сл.
П-314-81	Плаггиогнейс	-	2450±50*	-	-	-
06616	Мигматит биотит-плаггиоклазового гнейса	I. Розовато-сиреневые, призматические, гиацинтового габитуса	2812±60	Гом. Гет.	75 25	10-600 10-1200 сл.
		II. Бурые, призматические	2650±70	Гом.	100	360-600
Б-220-2	Катаклазированный биотитовый гранит	I. Бесцветные, прозрачные, призматические	2860±60	-	-	-
		II. Желто-розовые, мутные, призматические	2790±40	-	-	-
		-	2630±50*	-	-	-
11206	Биотитовый плаггиогнейс. р. Олондо	Белые, сахаристые, мутные, призматические, субидиоморфные, с метамиктными ядрами	2140±20*	-	-	-
Б-290-5	Метасоматический калиевый гранит по плаггиограниту					



Т а б л и ц а 1 (продолжение)

Номер пробы	Порода и место отбора пробы	Морфологическая характеристика разновидностей цирконов	Рb - Рb возраст цирконов по разновидности и валу, млн. лет	Результаты осколкордиографии		
				вид распределения урана в кристаллах цирконов	доля кристаллов данного вида распределения, %	концентрация урана, мкг/г
Б-65-3	Порфиробластический гранит. р. Итчиляк	I. Розовые, прозрачные, призматические, идиоморфные, цирконового габитуса, однородные II. Бурые, мутные, призматические, цирконового габитуса	2580 $\pm$ 60* 2600 $\pm$ 50*	Гом. -	100 -	10-120 -
571-1 0445а	То же Мелкозернистый биотитовый гранит из жилы, секущей чарнокитоиды Калларского массива	То же -	2600 $\pm$ 50* 1880 $\pm$ 70*	Гом. -	100 -	10-120 -
О л о н д и н о - Б о р с а л и н с к и й к о м п л е к с						
0656а	Метаэффузив кислый	Розовые, прозрачные, призматические	2900 $\pm$ 70	Гом.	100	10-360
27	То же	-	2940 $\pm$ 70	-	-	-
БАЭ-7	Гранит, рвущий олондинскую серию	I. Розовато-желтые, мутные, призматические, с ядрами II. Молочные, длинные, призматические, гиацинтового габитуса	2750 $\pm$ 50 2660 $\pm$ 60	Гет. Гом.	100 100	10-120 яд., 120-360 об. 120-360
021а	Глиноземистый сланец	III. Розовые, прозрачные, призматические, цирконового габитуса Розовато-коричневые, призматические, гиацинтового габитуса	1860 $\pm$ 70 2500 $\pm$ 50	" -	100 -	10-240 -
АХ 245-4	Плагиосланец. р. Итчиляк	То же	2450 $\pm$ 50	-	-	-
Б-196-146	Андалузитовый сланец. р. Атбастах	Бесцветные, прозрачные, призматические, поверхности со следами механической переработки	2580 $\pm$ 60*	Гом.	100	240-600
337-4	Кварцитовый конгломерат. Тарагайская толща	Розовые, округлые окатанные и призматические, шероховатые, зональные	2360 $\pm$ 40	"	100	10-600
Б-158-14	Метавулканит борсалинской серии	Бледно-розовые, призматические, с зональной оболочкой	2050 $\pm$ 40	-	-	-
Б-159-7	То же	Бледно-розовые, призматические, с метамиктным ядром	2730 $\pm$ 50	-	-	-
Б-481-6	" "	I. Желтоватые, мутные, призматические, гиацинтового габитуса с ядрами II. Бело-желтые, прозрачные, длиннопризматические, однородные	2980 $\pm$ 60 2290 $\pm$ 40	- -	- -	- -
Б-475-11	Гранит, складчатый с борсалинской серией	I. Бледно-розовые, сложногограненные, гиацинтового габитуса II. Молочно-белые, призматические, гиацинтового типа	2770 $\pm$ 50 2860 $\pm$ 40	- -	- -	- -

Таблица 1 (продолжение)

Номер пробы	Порода и место отбора пробы	Морфологическая характеристика разновидностей цирконов	Р <sub>б</sub> - р <sub>б</sub> возраст цирконов по разновидности и валу, млн. лет	Результаты осколкордиографии		
				вид распределения урана в кристаллах цирконов	доля кристаллов данного вида распределения, %	концентрация урана, мкг/г
С-188-1	Гранит	III. Ярко-вишневые, округлые, многоплоскостные	2530 <sub>±</sub> 80	-	-	-
		Бесцветные, призматические, цирконового габитуса	1770 <sub>±</sub> 50	-	-	-
Б-454	Пегматит, секущий борсалинскую серию	Белые, сахаристые, дипирамидальные кристаллы и обломки	2230 <sub>±</sub> 120	-	-	-
0121	Мигматит гранатового гнейса борсалинской серии	Розово-коричневые, призматические, однородные	2030 <sub>±</sub> 50	-	-	-
0514Д	Сланец. Сырылыкский грабен, тунгурчинская серия	I. Розовато-коричневые, прозрачные, овальные и округлые	2570 <sub>±</sub> 50	-	-	-
127-7	Гранит, секущий удоканскую серию	II. Бесцветные, мутные, призматические	2430 <sub>±</sub> 60	-	-	-
		-	1870 <sub>±</sub> 30	Гом.	100	10-120

\* Возраст, определенный по валовым образцам (остальные данные - по разновидностям).

Примечание. Обозначения различий в распределении урана: гом. - гомогенное; яд. - ядро, об. - оболочка - для гетерогенного; сл. - слоистое; редк. - редко встречающаяся концентрация.

Таблица 2

Изотопный состав свинца, содержание свинца и урана в цирконах из пород Олекминской складчатой области

Номер опыта	Номер пробы	Фракция, размер (в мм), фаза	Содержание, мкг/г		Отношение изотопов свинца			Изотопный возраст, млн. лет		
			U	Pb	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$
Гранулиты курультинской серии, Оломокитский блок										
1	B-396-6	Л, РФ	40.93*	22.28*	1300	0.2533	0.1593	3150	2855	2460
2		Л, НРФ	72.13	165.6	34.5	0.5651	1.1431	3135	2800	2360
3		T, > 0.1, РФ	-	-	336	0.2738	0.2400	3125	-	-
4		T, > 0.1, НРФ	-	-	53.8	0.4474	0.7828	3115	-	-
5		T, < 0.1, НРФ	0.1180*	0.0751*	302	0.2846	0.2295	3175	2855	2425
6		T, < 0.1, РФ	7.251*	3.701*	2020	0.2535	0.1662	3170	2760	2230
Гранулиты курультинской серии, Иманграканский блок										
7	0533/0534	Л, > 0.1, НРФ	283.3	159.2	1630	0.2264	0.1300	2975	2775	2510
8		Л, > 0.1, РФ	7.698*	0.2146*	1490	0.2723	0.1121	3275	2280	1340
9		T, < 0.1, НРФ	249.3	123.6	1010	0.2216	0.1169	2905	2620	2270
10		T, < 0.1, РФ	-	-	1205	0.2776	0.1785	3300	-	-
11		T, > 0.1, НРФ	284.4	137.8	2000	0.2139	0.1234	2870	2600	2245
12		T, > 0.1, РФ	14.08*	9.457*	960	0.2646	0.1334	3205	3075	2885
Серые гнейсы олекминской серии										
13	06616	НРФ	332.0	219.1	437	0.2288	0.1090	2840	2830	2815
14	06626	НРФ	304.6	179.1	2860	0.2165	0.0428	2925	2865	2780
15	0661	Валовая проба	208.4	122.5	650	0.2186	0.1106	2830	2730	2605

\* Содержание урана и свинца в навеске, взятой на анализ.

Примечание. Условные обозначения: Л - легкая фракция; Т - тяжелая фракция; НРФ - нерастворившаяся в НР фаза; РФ - растворившаяся фаза. Значения применяемых констант:  $\lambda_{238} = 0.155125 \cdot 10^{-9} \text{ лет}^{-1}$ ,  $\lambda_{235} = 0.984850 \cdot 10^{-9} \text{ лет}^{-1}$ ,  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.88$ . Изотопные отношения в обыкновенном свинце:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.77$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.68$ . Ошибка измерения изотопных отношений  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  - 2% (26).

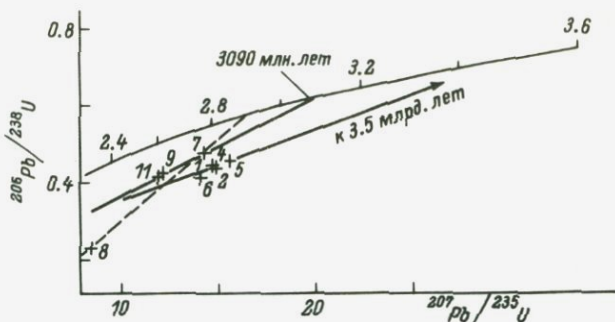


Рис. 3. График с конкордией для цирконов из гранулитов курультинской серии (Оломокицкий и Иманграканский блоки).

Ц и ф р ы у экспериментальных точек – номера опытов в табл. 2.

Следует отметить также, что положение двух точек для нерастворимых фракций – (Л) и (Т, < 0.1) на графике (рис. 3) с конкордией позволяет ставить вопрос о том, что время первичного формирования цирконов приближается к 3500 млн. лет.

И м а н г р а к а н с к и й б л о к. Датировались цирконы из объединенных образцов (0533/0534) кристаллических сланцев. Цирконы были разделены на три фракции: 1) легкая, размер зерен больше 0.1 мм (Л, > 0.1); 2) тяжелая, размер зерен больше 0.1 мм (Т, > 0.1); 3) тяжелая, размер зерен меньше 0.1 мм (Т, < 0.1). Как и в предыдущем случае, нерастворимые фазы характеризуются возрастной дискордантностью.

U-Pb изохрона, проведенная через точки нерастворившихся фаз, пересекает конкордию в двух точках: 3090 и 930 млн. лет. Значение возраста 3090 млн. лет в рамках модели Везерилла можно было бы рассматривать как время проявления метаморфизма, полностью перестроившего U-Pb систему цирконов. Однако такая трактовка справедлива только при наличии строгих доказательств существования наложенного метаморфизма во время 930 млн. лет, в процессе которого произошли потери радиогенного свинца и последовавшее за этим восстановление кристаллической структуры циркона. Имеющиеся геологические и изотопные данные не дают таких доказательств. Более вероятно, учитывая изотопно-морфологическое исследование цирконов, другое объяснение; полученные данные для НРФ цирконов Иманграканского блока являются результатом смещения цирконов двух генераций. Более молодая представлена зернами изометричными и однородными, более древняя – зернами призматическими, гетерогенными с призматическим ядром. Морфогенетический тип с ядрами характеризовался более древним Pb-Pb возрастом (обр. 0533/0534 в табл. 1). Если справедливо существование либо различных генераций, либо изотопной гетерогенности в структуре, то значения возраста, соответствующие верхнему и нижнему пересечению изохроны с конкордией, не имеют геологического смысла.

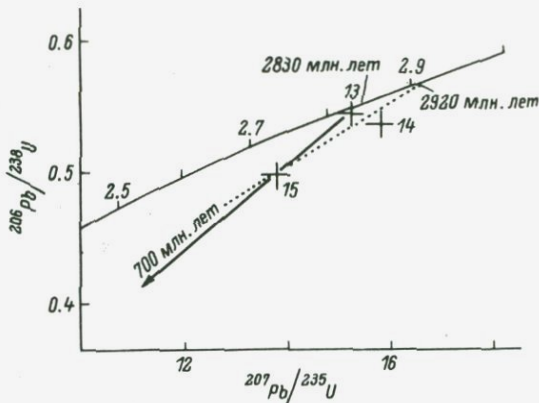


Рис. 4. График с конкордией для плагиогнейсов олекминской серии.

Ц и ф р ы у экспериментальных точек — номера опытов в табл. 2.

Действительно, при выделении НРФ в процессе обработки цирконов фтористоводородной кислотой растворилась значительная часть ядер цирконов, изотопный состав свинца в которых оказался соответствующим возрасту 3300 млн. лет (см. табл. 2). Это значение возраста превышает изохронную датировку 3090 млн. лет, указывая на ее промежуточный характер. За верхний временной предел процесса кристаллизации цирконов первой генерации следует принять значение 3300 млн. лет.

Для цирконов из серых гнейсов олекминской серии (амфиболитовая фация метаморфизма) положение точки на конкордии однозначно указывает на время кристаллизации или полной перекристаллизации U-Pb системы минерала — 2830 млн. лет (рис. 4). Это значение возраста скорее всего относится к одному из этапов метаморфической переработки. U-Pb данные, полученные для циркона из обр. 06626, подтверждают, что значение возраста 2830 млн. лет минимальное для серых гнейсов Олекмы.

Очевидно, что главная трудность получения реальной возрастной информации обусловлена невозможностью прямого использования графического анализа Аренса-Везерилла для доказательства времени закрытия U-Pb системы из-за несоответствия модельных представлений многоэпизодному и сложному по характеру процессу потери Pb при эволюции докембрийских пород. Обычно использование координат Аренса-Везерилла становится возможным после предварительного отбора в регионе тех цирконов (или чаще их стабильных фаз), которые претерпели более простую эволюцию. Однако полученные результаты показали, что U-Pb системы цирконов из нерастворимых (НРФ) фаз также могут быть дискордантными. Более того, возраст, полученный после построения линейной дискордии по трем НРФ цирконов, оказался кажущимся, так как нижнее пересечение не подтверждается реальным геологическим событием.

В общем случае расположение точек НРФ цирконов под конкордией можно объяснить следующими причинами: 1) тривиальное несоответствие НРФ фазы кристаллическому остатку за счет примеси нарушенной метамиктной фазы или смешения двух кристаллических фаз: конкордантной и дискордантной, потерявшей свинец при воздействии наложенного процесса, а затем перекристаллизовавшейся (Мельников, Левченков, 1985); 2) существование в нерастворимой фазе разновозрастных кристаллических остатков. Последнее может быть результатом присутствия в породе различных генераций циркона.

Вторая причина представляется более реальной. Совпадения значений  $Pb-Pb$  возраста по многим цирконам и отдельным морфотипам и соответствие этих цифр глобально проявленным этапам эндогенной активности (2700–2800, 1700–1900 млн. лет), а также данным  $K-Ar$  метода указывают на существенное преобразование некоторых цирконов или их новообразование, НРФ которых будет располагаться под конкордией.

Другим интересным результатом является большая сохранность возрастной информации в ряде цирконов не в кристаллической, а в метамиктной частях минерала. Большая устойчивость  $U-Pb$  систем в древних метамиктных ядрах — безусловно, результат потери  $Pb$  в процессах не чисто термической диффузии, а перекристаллизации при умеренных или низких температурах. В таком случае фактором, определяющим миграцию, оказывается флюидный режим с его спорадическим проявлением в наложенных процессах. Все разнообразие  $U-Pb$  и  $Pb-Pb$  изотопных данных, полученных по различным разновидностям цирконов (см. табл. 2), отражает пространственно-неравномерное, локальное проявление наложенных процессов (см. рис. 1), неодинаковую стабильность разных морфотипов из одной породы и, наконец, сосуществование двух резко отличных по возрасту генераций в пробах (БАЭ-7 и др.).

Некоторые дополнительные данные о степени нарушения  $U-Pb$  систем можно получить, применяя метод осколкорadiографии. Он был успешно использован для изучения пород курульгинской серии. Среди основных кристаллосланцев этой серии самым низким содержанием урана характеризуются наименее измененные цирконы. Ими являются идиоморфные, призматические цирконы обр. Б-396-6 и призматические ядра в цирконах I морфотипа из обр. 0533/0534. Однако среди зерен обр. Б-396-6 изредка встречаются более измененные с гетерогенным строением и повышенным содержанием урана в оболочках (360–600 мкг/г). Подобная повышенная концентрация урана наблюдается и в оболочках призматического циркона обр. 0533/0534 (I). Для генерации II этого образца также характерно повышенное, но равномерное распределение урана.

На основании изложенного исследованные цирконы можно расположить в следующей последовательности по степени их вещественного, геохимического преобразования: обр. Б-396-6, 0533/0534 (I), 0533/0534 (II). Это соответствует возрастной последовательности, полученной  $Pb-Pb$  методом. Более высокие данные  $Pb-Pb$  метода (3300 млн. лет) для обр. 0533/0534 (I) не противоречат

сказанному, так как они были получены не для циркона в целом, а для его отдельной метамиктной составляющей.

Наконец, высокое и однородное распределение урана характерно для изометричного, метаморфогенного гранулитового циркона (обр. 0533/0534 (II)). Видимо, он значительно перестроил свою исходную систему: его возраст  $2880 \pm 50$  млн. лет. Трудно ответить на вопрос о времени перераспределения урана в регенерированных цирконах и образования внешних оболочек. Однако можно предположить, что это произошло около 2700 млн. лет тому назад, на том основании, что максимум  $Pb-Pb$  данных в курультинской серии для различных морфотипов связан с периодом 2600–2700 млн. лет. В соответствии с этим цирконы из пробы Б-404-6, состоящие из зерен, разнообразных по характеру распределения урана (гомогенное, прямая и обратная зональность, высокое содержание урана в ядрах зерен), имеют одно значение возраста  $\sim 2700$  млн. лет. Этот пример конкордантности возраста между отдельными морфотипами цирконов с разным распределением урана и повышенной его концентрацией указывает на близость полученной цифры возраста времени полной перестройки  $U-Pb$  систем этих цирконов.

Следует также отметить, что в некоторых плагиогранитах курультинской серии (обр. 0528в, 0707ю) концентрация урана невысока, распределение однородно, а цифры возраста резко дискордантные между типоморфными разновидностями, что в данном случае можно объяснить селективной миграцией свинца, но не урана. В то же время большая дискордантность цифр (от 2600 до 1800 млн. лет) в одной пробе заставляет в качестве механизма миграции рассматривать не только термическую диффузию, а также перекристаллизацию с участием флюида, не сопровождавшуюся в данном случае миграцией урана. Изменение характера нарушения  $U-Pb$  систем за счет миграции свинца и урана в архее и селективной миграции одного свинца в протерозое может быть связано с различиями во флюидном режиме в эти эпохи.

Нельзя не отметить, что для только что упомянутых образцов (0528в, 707ю) характерна неодинаковая степень дискордантности между отдельными морфотипами в породе и между породами, т.е. очевидна различная интенсивность наложенного протерозойского воздействия и нарушения  $U-Pb$  системы цирконов. Однако показательно, что этот наложенный процесс фиксируется только на изотопном уровне. Он не обнаруживается петрографически при исследовании шлифов, а также геохимически по характеру распределения урана в цирконе и в породе. Это еще раз демонстрирует сложность отбора изотопно ненарушенных систем.

Кроме того, необходимо указать на расхождение между систематикой цирконов по морфологическим (типоморфные различия) и геохимическим (распределение урана) признакам. Чаше всего одному морфотипу соответствует большее количество геохимических разновидностей (см. табл. 1, обр. Б-404-6, Б-396-6 и др.). В то же время иногда, наоборот, различные морфотипы цирконов характеризуются близкими концентрациями (обр. 0528в, 0707ю, табл.1).

Таким образом, для выявления ненарушенных изотопно-геохимических систем  $Pb-Pb$  методом следует датировать не только морфологические, но и геохимические разности. Важно подчеркнуть, что все значения возраста, полученные  $Pb-Pb$  методом непосредственного нанесения и  $Pb-Pb$  методом с использованием химического разложения цирконов, удовлетворительно согласуются в пределах точности. Максимальные значения возраста, полученные по древним цирконам (3200–3300 млн. лет), следует принять за верхний предел кристаллизации циркона в основных кристаллосланцах курультинской серии.

Интерпретация полученного значения возраста из акцессорного минерала в терминах геологического события, т. е. соотнесение его с определенным этапом метаморфизма гранулитовой фации, далеко не всегда однозначна. Согласно морфологическим признакам, самый древний возраст определен по призматическим, возможно догранулитовым, цирконам магматического облика и их ядрам. На этом основании значения возраста 3200–3300 млн. лет можно связать со временем становления пород до процесса гранулитового метаморфизма. Тогда процессу гранулитового метаморфизма следует приписать значение возраста 2870 млн. лет, полученное на округлых цирконах метаморфогенного гранулитового типа.

Морфология циркона может и не изменяться в процессе гранулитового метаморфизма, а  $U-Pb$  система полностью или частично перестроиться. Тогда степень соответствия полученного значения возраста циркона процессу гранулитового метаморфизма зависит от интенсивности нарушения  $U-Pb$  системы циркона в этом процессе. Низкая концентрация урана в древних призматических цирконах свойственна цирконам гранулитовой фации, хотя может также отражать химический состав источника пород. Однако необходимо учитывать следующие обстоятельства:

- 1) высокую подвижность всех элементов в процессе высокотемпературного гранулитового метаморфизма и особую подвижность урана и свинца в условиях специфического флюидного режима при высоком давлении  $CO_2$ , способствующем образованию комплексных соединений этих элементов;

- 2) близкое соответствие  $U-Pb$  значений возраста для РФ в интервале 3200–3300 млн. лет (обр. Б-396-6, 0533/0534) и НРФ (обр. Б-396-6);

- 3) значение возраста  $3100 \pm 150$  млн. лет, полученное  $Rb-Sr$  методом по породе в целом для сланцев курультинской серии (Брандт и др., 1981), в пределах точности совпадающее со значением, полученным по акцессорному циркону.

Все это позволяет связать полученные данные по возрасту цирконов с перестройкой их  $U-Pb$  системы и ее закрытием в процессе древнего гранулитового метаморфизма.

Существование же в кристаллических сланцах Курультинского комплекса часто встречающейся в гранулитах типоморфной разновидности циркона с возрастом  $2870 \pm 100$  млн. лет указывает на возможность проявления в этих породах вторичного процесса гранули-

тогового метаморфизма в верхнеархейское время (III цикл, становой).

Для цирконов из серых гнейсов олекминской серии (амфиболитовая фация метаморфизма) положение точки на конкордии однозначно указывает на время кристаллизации или полной перекристаллизации U-Pb системы минерала - 2830 млн. лет. Это значение возраста, скорее всего, относится к одному из этапов метаморфической переработки. Аналогичное значение возраста получено для метаморфических пород борсалинской серии (Неймарк, 1981). Данные, полученные Е.В. Бибиковой и др. (1984) для цирконов из кислых вулканитов (Олондо) U-Pb изохронным методом (2950 млн. лет), также указывают на правильность геологической интерпретации цифры 2830 млн. лет в качестве времени посткристаллизационной перестройки U-Pb системы циркона в процессе метаморфического этапа 2900-2700 млн. лет. Сказанное подтверждается и значением возраста 2700 млн. лет, полученным по кристаллическим фазам цирконов из мангеритов-монцитов, связанных с Каларским анортозитовым массивом (Левченков и др., 1982). Это время характеризует преобразование пород в заключительные этапы метаморфизма Олондино-Борсалинского цикла. Все последующие изменения связаны с этапами протерозойской активизации. Это подтверждается значениями возраста (1700-1900 млн. лет) для отдельных цирконов и K-Ar данными по минералам.

#### З а к л ю ч е н и е

Целесообразно сделать общий вывод методологического характера. Учитывая трудности датирования полиметаморфических пород, связанные с возможностью неоднократного нарушения изотопных систем, часто без соответствующих изменений в минеральных парагенезисах, следует полагать, что предварительное локальное датирование различных морфологических типов цирконов по экспрессному Pb-Pb методу с последующим применением U-Pb метода является стратегически оптимальным при выявлении наиболее древних пород, сохранивших изотопную информацию, а также способствует правильной интерпретации U-Pb данных в случае построения внутренних изохрон.

Разработка принципов геологической интерпретации U-Pb изотопных данных должна основываться на комплексном применении изотопных методов в сочетании с минералогическими и радиографическими исследованиями.

#### Л и т е р а т у р а

- Бибикова Е.В. Циркон как изотопный геохронометр. - Геохимия, 1977, № 3, с. 382-393.
- Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А. Метод внутренних изохрон при датировании аксессуарных цирконов. - В кн.: Изотопные методы измерения возраста в геологии. М., 1979, с. 24-30.

Биби́кова Е.В., Ки́рнoзoвa Т.И., Ма́ка-  
ро́в В.А. и др. О времени вулканизма в олондинском зелено-  
каменном поясе (Восточная Сибирь). — Докл. АН СССР, 1984,  
т. 274, № 6, с. 1424–1428.

Биби́кова Е.В.: Ту́га́ринов А.И., Гра́че-  
ва Т.В., Ко́нста́нтинова М.В. О возрасте гранулитов  
Кольского полуострова. — Геохимия, 1973, № 5, с. 664–675.

Брандт С.Б., Грабкин О.В., Ленин В.С. и  
др. К геохронологии западной части Алданского щита. — Сов. геоло-  
логия, 1981, № 3, с. 58–67.

Горохов И.М., Крылов И.Н., Байкова В.С.  
и др. Геохронологическое изучение полиметаморфического ком-  
плекса пород кольской серии. — В кн.: Развитие и применение ме-  
тодов ядерной геохронологии. Л., 1976, с. 177–192.

Левченков О.А., Макеев А.Ф., Яковле-  
ва С.З. и др. Датирование по кристаллическому веществу  
цирконов. — Докл. АН СССР, 1982, т. 263, № 5, с. 1190–1193.

Макеев А.Ф. Дифференциальное растворение цирконов как  
метод изучения миграции изотопов свинца и урана: Автореф. дис...  
канд. геол.-минер. наук. Л., 1979. 22 с.

Мельников Н.Н., Левченков О.А. Двухста-  
дийная модель развития гетерогенных уран-свинцовых систем в  
цирконах. — Геохимия, 1985, № 4, с. 478–485.

Нейма́рк Л.А. U-Th-Pb изотопно-геохимические сис-  
темы в нижнедокембрийских метаморфических породах Алдано-Ста-  
нового щита: Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. Л., 1981, 22 с.

Чухонин А.П. Масс-спектрометрическое изучение форм  
нахождения свинца в цирконах. — Геохимия, 1978, № 4, с. 599–602.

Baadsgard H., McGregor V.R.  
The U-Th-Pb systematics of zircons from the type Nûk  
gneisses. Godthabsfjord, West Greenland. — Geochim.  
et cosmochim. acta, 1981, vol. 45, p. 1099–1109.

Gray C.M., Compston W.A. A rubi-  
dium-strontium chronology of the metamorphism and pre-  
history of central Australian granulites. — Geochim. et  
cosmochim. acta, 1978, vol. 42, p. 1735–1747.

Krogh T.E., Davis G.L. Alteration in  
zircon and metamict zircon. — Ann. Rep. Direct. Geophys.  
Lab. Carnegie Inst. (1974–1975), 1975, p. 619–623.

И.М. Морозова, Н.В. Котов,  
А.С. Кириллов, Е.Р. Друбейко

## О ВЛИЯНИИ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА НА ПРОЦЕССЫ МИГРАЦИИ РАДИОГЕННОГО АРГОНА

Для интерпретации спектров «кажущихся» значений K-Ar возраста широко привлекается концепция пороговых температур сохранности аргона ( $T_c$ ), или температур блокирования. Согласно этой концепции, значения K-Ar возраста минералов соответствуют времени прохождения ими в процессе охлаждения определенной  $T_c$ , при которой практически прекращается миграция аргона. Общепринятые значения  $T_c$  оценены, исходя из вариаций K-Ar возраста минералов в зонах контактового метаморфизма (Hart, 1964; Hanson, Gast, 1967), скважинах глубокого бурения (Turner, Forbes, 1976), метаморфической зональности (Jager, Niggli, 1968), а также из результатов опытов по нагреванию минералов в вакуумных и гидротермальных условиях (Norwood, 1974). Расчеты  $T_c$  проводятся на основании представлений классической объемной диффузии (Dodson, 1973).

Согласно представлениям классической диффузии, выделение всего количества содержащегося в минерале радиогенного аргона происходит с едиными параметрами диффузии  $E, D$  (энергия активации и коэффициент диффузии). Температура закрытия K-Ar систем минералов, рассчитанная исходя из принятых  $E, D$ , равна температуре их открытия. Это положение выявляет следующую определенную последовательность «кажущихся» значений K-Ar возраста минералов независимо от термической истории пород (охлаждение или эпизодический повторный прогрев):

$$t_{Amf}^{K-Ar} > t_{Mu}^{K-Ar} > t_{Bi}^{K-Ar} > t_{KFsp}^{K-Ar}.$$

Нарушение определенной последовательности является основой для возможности отличить избыточный «захваченный» аргон от избыточного реликтового («унаследованного»).

Общепринятая концепция пороговых температур имеет ряд существенных ограничений. Опыты по миграции аргона в вакууме выявили возможность существования ряда значений энергии активации выделения аргона из одного минерала. Распределение аргона по энергетическим состояниям в условиях вакуумного нагревания во многом определяется кристаллохимией минералов (Морозова и др., 1982). Сложный химический состав и распределение элементов внутри решетки биотитов в отличие от мусковита определяет многообразие характера выделения радиогенного аргона из биотитов. Типичные кинетические кривые выделения аргона из биотита, мусковита и амфибола представлены на рис. 1.

Отмеченные особенности в кинетике выделения аргона необходимо учитывать, если условия потери в природе близки к вакуумным.

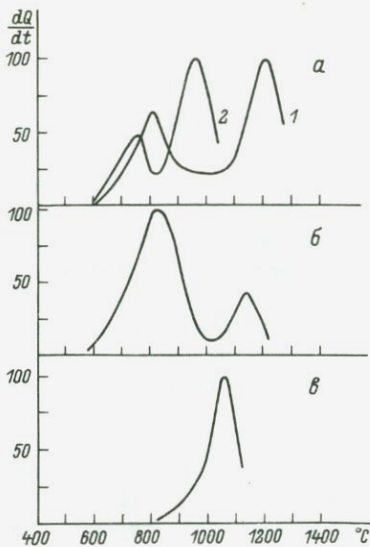


Рис. 1. Кинетические кривые выделения аргона из минералов.

а - биотиты: 1 - из нефелиновых сиенитов, обр. 4629 (Алдан); 2 - из гранитов Выборгского массива, обр. 5466 (Карелия); б, в - мусковит (обр. 58а) и амфибол (обр. 185) из сланцев свиты Полмос-Порос (Кольский п-ов).

Например, для слюд это условия, при которых они находятся вне поля стабильности. В подобных условиях охлаждения пород полное прекращение потери радиогенного аргона, т.е. закрытие К-Аг систем минералов, наступает при  $T_c$ , величина которой определяется

параметрами миграции аргона из первого, низкоэнергетического положения. Однако в случае повторного метаморфического эпизода доля сохранившегося аргона будет зависеть от заселенности им высокотемпературного и, следовательно, высокоэнергетического состояния. Отсюда именно различия в характере выделения аргона из минералов и обуславливают возможность инверсии общепринятых рядов возрастной последовательности минералов.

При соответствующих параметрах наложенного процесса К-Аг возраст биотита может оказаться древнее К-Аг возраста мусковита. Это находится в согласии с опытами по изотермическому нагреванию слюд. После продолжительного нагрева слюд оказалось, что биотит сохранил 80% радиогенного аргона, а мусковит лишь 70% (Rimsaite, 1967). Подобная инверсия возрастов между биотитом и микроклином обнаружена в зонах контактового метаморфизма (Hart, 1964; Морозова и др., 1977). К сожалению, при интерпретации К-Аг данных это обстоятельство, как правило, не учитывается. В том случае, когда возраст биотита оказывается большим по сравнению с К-Аг возрастом мусковита, первому приписывают существование избыточного аргона без всяких дополнительных аргументов, основываясь на концепции пороговых температур в рамках кинетических представлений классической диффузии (Roddick e.a., 1980).

Следует отметить, что даже при использовании формул объемной диффузии значения  $T_c$  не всегда получаются одинаковыми и зависят от условий, при которых протекает миграция аргона. Так, например, для биотитов значения  $T_c$ , полученные из данных опытов гидротермального нагрева, составляют 280-380 °C (Norwood, 1974), из опытов при нагревании в вакууме - 350-400 °C (Berger, Derek, 1981), из вариаций значений К-Аг возраста в природных условиях - 225 °C (Turner, Forbes, 1976) и т.д.

При интерпретации K-Ar данных некоторые авторы предпочитают использовать параметры, вычисленные из опытов по гидротермальной обработке слюд (Gilletti, 1974), полагая, что механизм перемещения по ненарушенной структуре минерала отвечает модели объемной диффузии. Другие исследователи не исключают возможности использования кинетических параметров, рассчитанных из опытов по миграции аргона в вакууме (Berger, Derek, 1981), учитывая вышеотмеченные особенности выделения аргона вне поля стабильности слюд. Наибольшее возражение вызывает третий, логически неоправданный подход, в котором кинетические параметры рассчитываются на основании результатов по миграции аргона в вакууме, но при этом в качестве реальной пороговой температуры принимается значение  $T_c$ , среднее из двух, вычисленных отдельно в области низких и высоких температур выделения аргона. Концепция пороговых температур стала настолько традиционной, что при интерпретации данных K-Ar возраста минералов совсем не учитываются закономерности миграции в процессах химической перекристаллизации при повышенных  $p$ ,  $T$ -условиях. В настоящее время нет информации о механизме потери и приобретения аргона в процессах высокотемпературной трансформации минералов. Не ясны также роль и соотношение перекристаллизации и диффузии при метаморфизме, а также определяющая роль флюидного режима в процессах химической и изотопной эволюции вещества.

В данной работе рассматриваются эксперименты по миграции аргона в процессах трансформации минералов при повышенных давлении и температуре в присутствии флюидов различного состава.

Гидротермальным преобразованиям были подвергнуты ди- и триоктаэдрические химически и рентгенографически проанализированные слюды (мусковит и флогопит) и полевой шпат (ортоклаз). Исходные минералы подвергались нагреванию при  $p_{H_2O} = 1$  кбар в области температур 300–600 °C в присутствии растворов различного состава ( $H_2O$ ,  $K_2CO_3$ ,  $MgCO_3$ ,  $KCl$ ). Для исследования исходных минералов и после обработки в автоклаве применялись методы рентгеновской дифрактометрии (ДРОН-1,  $Cu - K\alpha$ ), изотопный анализ аргона и аргонография. Детальные описания примененных методик анализа и первые результаты были опубликованы ранее (Котов и др., 1981; Друбецкой и др., 1982). Все экспериментальные данные представлены в табл. 1 и 2 и на рис. 2 и 3.

Рассмотрим поведение слюд в процессе их гидротермальной трансформации. В процессе обработки мусковита раствором  $KCl$  при температуре 500 °C и  $p_{H_2O} = 1$  кбар никаких структурных изменений минерала обнаружено не было. Рентгенограмма и характер выделения аргона не изменились.

Обработка мусковита раствором  $MgCO_3$  или  $MgCO_3 + KCl$  при температуре 600 °C привела к его трансформации. Новообразованной фазой явился флогопит. Соотношение интенсивностей рефлексов мусковита (0.249 нм) и флогопита (0.244, 0.2614) указывает на то, что флогопит составляет 70% новообразованной фазы. При этом количество переработанного мусковита одинаково при об-

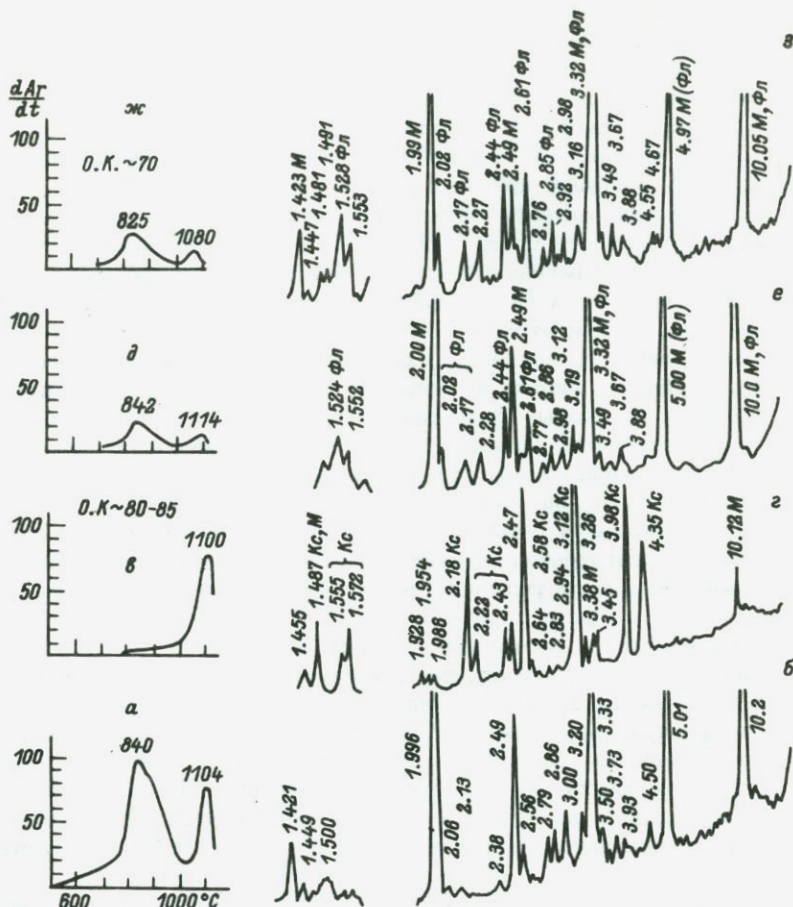


Рис. 2. Результаты опытов по гидротермальной обработке мусковита (аргонограммы и рентгенограммы).

а, б - исходный мусковит; мусковит после обработки растворами:  $K_2CO_3$  (в, г);  $MgCO_3$  (д, е);  $MgCO_3$  и  $KCl$  (ж, з). Потеря аргона, %: в, г, ж, з - 76; д, е - 70.

работке растворами  $MgCO_3$  и  $MgCO_3 + KCl$ . Потеря аргона составляет 70-76%. Аргонграмма обработанного мусковита по характеру не отличается от исходной. Очевидно отсутствие захваченного аргона во вновь образованном флогопите. Практически этот эксперимент указывает на возможность сосуществования в природе двух генераций разновозрастных слюд, одна из которых совсем не затронута потерями аргона при метаморфической перекристаллизации при температуре выше пороговой для мусковита.

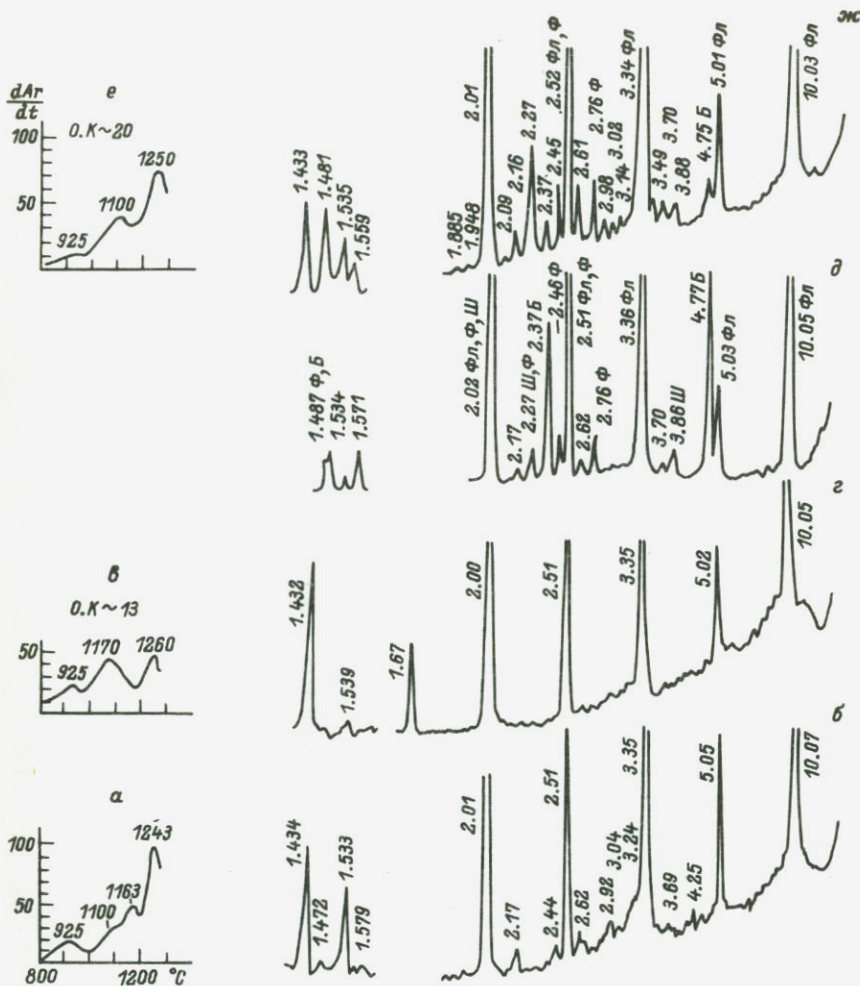


Рис. 3. Результаты опытов по гидротермальной обработке флогопита (аргонограммы и рентгенограммы).

а, б - исходный флогопит; флогопит после обработки растворами:  $K_2CO_3$  (в, г),  $MgCO_3$  (д),  $MgCO_3$  и  $KCl$  (е, ж). Потеря аргона, %: в, г -  $\leq 16$ ; е, ж -  $\sim 11$ .

При обработке мусковита 2М раствором  $K_2CO_3$  при  $p_{H_2O} = 1$  кбар,  $T = 500$  °С,  $t = 21$  ч образуется каркасный минерал кальсилит. Согласно проявлению рефлексов и их интенсивностям (рефлексы при  $d$ , нм: 0.435, 0.398, 0.312 и др.), остаются только следы ( $\sim 10\%$ ) реликтового мусковита. Аргонограмма мате-

Т а б л и ц а 1

Результаты по миграции аргона из слюд при процессах их гидротермального преобразования в условиях повышенных  $p, T$

Реагирующие фазы	$T, ^\circ\text{C}$	$t, \text{ч}$	Фазы после реакции	Потери Ar, %
Мус + 2М $\text{K}_2\text{CO}_3$	500	21	Кс + Мус (10% Рел)	76
Мус + 2М $\text{K}_2\text{CO}_3$	500	45	Кс + Мус (10% Рел)	-
Мус + 2М $\text{K}_2\text{CO}_3$	500	65	Кс + Мус (10% Рел)	100
Мус + $\text{MgCO}_3 + 0.5\text{М КСл}$	600	67	Фл + Мус (30% Рел)	70-76
Фл + 2М $\text{K}_2\text{CO}_3$	500	21	Фл	16
Фл + 2М $\text{K}_2\text{CO}_3$	500	45	Фл	16
Фл + 2М $\text{K}_2\text{CO}_3$	500	65	Фл	-
Фл + $\text{MgCO}_3 + 0.5\text{М КСл}$	600	67	Фл + Бр + Ш	11

П р и м е ч а н и е. Условные обозначения: Мус - мусковит, Фл - флогопит, Бр - брусит, Кс - кальсилит, Ш - шпинель, Рел - реликты.

Т а б л и ц а 2

Результаты по миграции аргона в полевом шпате при гидротермальной обработке

Реагирующие фазы	$T, ^\circ\text{C}$	$t, \text{ч}$	Содержание $^{40}\text{Ar}, 10^{-9}\text{г/г}$		
			общий	воздуш- ный	радио- генный
Полевой шпат	-	-	258	20	238
Полевой шпат + $\text{H}_2\text{O}$	500	66	252	43	209
	600	22	387	180	207
Полевой шпат + 0,5 М КСл	500	66	235	45	190
	600	10	260	72	188

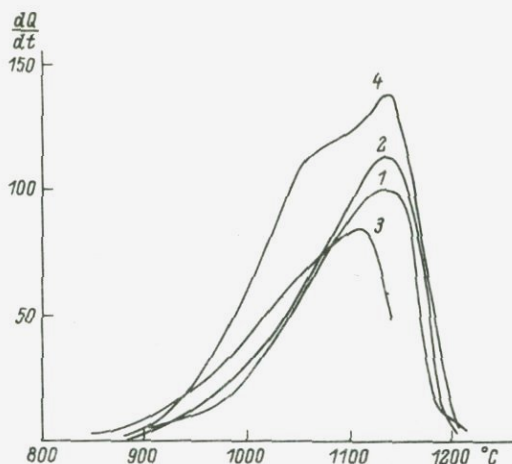


Рис. 4. Кинетика выделения аргона из исходного полевого шпата и после гидротермальной обработки при  $P_{H_2O} = 1$  кбар.

1 - исходный образец; образцы после обработки: 2 - 300 °С, 24 ч; 3 - 500 °С, 66 ч; 4 - 600 °С, 22 ч.

риала в отсутствие мусковита указывает на полную сохранность аргона в его втором положении. Следовательно, во вновь образованном кальсилите появляется избыточный аргон. Однако его позиция метастабильна и более продолжительное преобразование (в течение 65 ч) приводит к его полному удалению.

В случае иного механизма преобразования (т.е. слоистого минерала в каркасный) может возникнуть ситуация, более благоприятная для захвата аргона из окружающей среды или его наследования структурой вновь образованного минерала.

Флогопит в отличие от мусковита вследствие особенностей состава и структуры оказался более безразличным к воздействиям гидротермальной среды, содержащей карбонат калия или раствора  $MgCO_3 + KCl$ . Заметны лишь небольшие изменения вида аргонограммы в связи с незначительным развитием процессов ионного обмена или процессов упорядочения в катионной и анионной частях решетки. С этой точки зрения эксперименты по гидротермальной обработке без трансформации и потери радиогенного продукта перспективны для изучения локализации аргона в структуре минералов.

Кинетика выделения аргона из полевого шпата после его обработки в растворах  $H_2O$  и  $KCl$  указывает на нарушение закономерностей термической потери (рис. 4 и 5). Общее количество аргона после обработки полевого шпата при 600 °С не уменьшилось, а оказалось большим по сравнению с содержанием в исходном образце (рис. 4). Анализ методом изотопного разбавления (см. табл. 2) позволил разделить количество  $^{40}Ar$  воздушного и радиогенного в

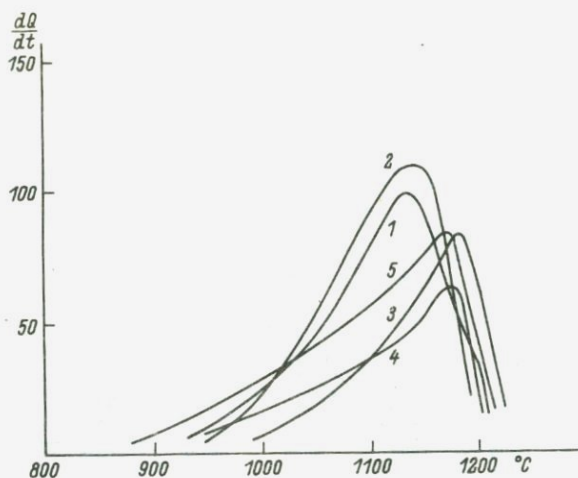


Рис. 5. Кинетика выделения аргона из исходного полевого шпата и после гидротермальной обработки при  $p_{\text{H}_2\text{O} + \text{KCl}} = 1$  кбар.

1 - исходный образец; образцы после обработки: 2 - 300 °С, 5 ч; 3 - 400 °С, 67 ч; 4 - 500 °С, 66 ч; 5 - 600 °С, 10 ч.

структуре полевого шпата. Общее количество  $^{40}\text{Ar}$  в полевом шпате изменилось от 258 нг в исходном до 387 нг в обработанном образце. Количество радиогенного аргона уменьшилось при этом только на 12%. Таким образом, общее количество  $^{40}\text{Ar}$  в обработанном образце увеличилось за счет импрегнации аргона воздушного, растворенного во флюидной фазе. Рассчитанное парциальное давление аргона составляет  $\sim 10^{-4}$  атм, количество захваченного аргона соответствует  $\sim 1 \cdot 10^{-4}$  см<sup>3</sup>/г.

Если оценить количество захваченного аргона путем экстраполяции литературных данных по его захвату аноритом, альбитом в сухих условиях при парциальном давлении аргона от 100 до 1 атм, то количество импрегнированного газа окажется на три порядка меньшим (Герлинг и др., 1965; Langhlin, Joder, 1970). Таким образом, проведенный эксперимент впервые показал возможность импрегнации существенных количеств аргона при незначительном парциальном давлении. Существенно, что захваченный аргон выделяется в области высоких температур от 900 до 1200 °С и находится в решетке минерала, а не является слабосвязанным, адсорбированным. Захват в присутствии раствора KCl оказался в три раза менее эффективным.

Для объяснения отмеченных фактов импрегнации обратимся к сопоставлению данных по кинетике изотопного обмена кислорода и миграции аргона в алюмосиликатах при гидротермальных условиях их нагревания. Энергия активации обмена кислорода в этих условиях составляет 20–25 ккал/моль (Giletti, Anderson, 1976) и

низка по сравнению с энергией активации диффузии аргона 40–60 ккал/моль (Giletti, 1974).

В условиях настоящего эксперимента кислород в полевом шпате должен полностью обменяться, а потеря радиогенного аргона составляет только 12%. Предполагают, что облегченный обмен кислорода протекает по механизму объемной диффузии через анионные вакансии (Giletti e.a., 1978; Freer, Dennis, 1982), которые легко образуются за счет гидроксильных мостиковых связей  $\text{Si-O}$ ,  $\text{Al-O}$  с образованием  $\text{Si-OH-OH-Si}$ . Следовательно, именно анионные вакансии, образующиеся за счет каталитического действия воды, логично принять за дефекты – ловушки благородного газа. Изотопный обмен кислорода в сухих условиях протекает медленнее и характеризуется высокими значениями энергии активации обмена и миграции анионных дефектов – около 70–90 ккал/моль. Отсюда понятно, что аргон, попавший в анионные дефекты – ловушки при низкой температуре в присутствии водного флюида, выделяется из структуры полевого шпата в сухих условиях при высокой температуре.

Не противоречит принятой гипотезе менее эффективный захват аргона минералом в случае присутствия во флюиде ионов  $\text{Cl}^-$  из-за конкуренции аргона и ионов хлора. Принятая гипотеза подтверждается результатами работы по применению метода  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  к плагиоклазам (Claesson, Roddick, 1983). Авторы выявили полную аналогию в кинетике выделения  $^{40}\text{Ar}$  избыточного и  $\text{Kr}$ , образованного из  $\text{Br}$  при нейтронном облучении, при этом сохранялось различие в характере выделения  $^{37}\text{Ar}$  и  $^{39}\text{Ar}$ . Локализацией аргона на месте анионных дефектов можно объяснить и повышенную склонность к захвату аргона магнетитом, содержащим избыточные анионные вакансии (Lancet, Anders, 1973).

Таким образом, механизм и закономерности миграции аргона в процессе химической перекристаллизации зависят от состава флюидной фазы и могут не соответствовать концепции пороговых температур, в основе которой лежат представления чисто термической диффузии. Флюидный режим наряду с  $p, T$ -условиями является одним из важных факторов, определяющих подвижность элементов и изотопов, но в отличие от  $p, T$ -условий он может быть неоднороден в пространстве в процессах регрессивного метаморфизма, и поэтому температуры закрытия  $\text{K-Ar}$  систем однотипных минералов могут варьировать по температурному интервалу.

Недавно опубликованные работы по датированию норвежских каледонид убедительно продемонстрировали роль и значение химической перекристаллизации при потере аргона (Versure e.a., 1980). После каледонского воздействия с температурой, превышающей 400 °C, т.е. превышающей общепринятую  $T_c$  для биотитов, в этих минералах из каледонид Норвегии обнаружено сосуществование двух разновозрастных генераций (1 млрд и 400 млн. лет). Реальность цифр доказывается совпадением  $\text{K-Ar}$  и  $\text{Rb-Sr}$  данных для биотитов.

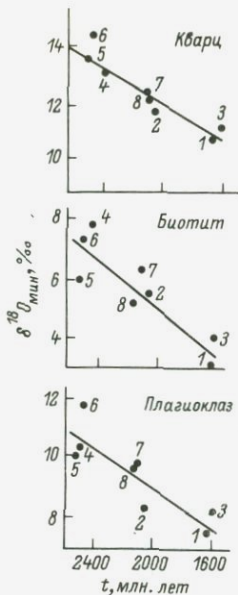


Рис. 6. Зависимость между К-Аг возрастом биотитов и изотопно-кислородным составом минералов ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{мин}}$ ).

Номера проб согласно табл. 3.

Определенная связь процессов миграции Аг с флюидным режимом прослеживается при сопоставлении данных К-Аг возраста минералов с их изотопно-кислородными характеристиками на примере минералов из полиметаморфических пород свиты Полмос-Порос и Беломорья (Кольский п-ов) (Крылов и др., 1980). Основой для совместного рассмотрения возрастных данных в этих регионах явилась аналогия в распределении К-Аг датировок. Спектр кажущихся значений К-Аг возраста вызван существованием, по крайней мере, двух этапов изотопного преобразования минералов (2800-2700 и 1800-1700 млн. лет). Данные включают смешанные значения возраста, связанные с неполной потерей аргона или его захватом. Результаты анализов представлены в табл. 3 и на рис. 6.

Результаты изотопного анализа кислорода для равновесных триплетов кварц-плагиоклаз-биотит при нанесении их на график с координатами калий-аргоновый возраст ( $t$ ) по биотиту-  $\delta^{18}\text{O}$  кварца соответствует прямой (коэффициент корреляции  $r = +0.942$ ). При сравнении полученного коэффициента корреляции с табличным значением для числа степеней свободы, равного  $f = n - 2$ , оказывается, что риск ошибки при принятии гипотезы о существовании линейной связи между  $t$  и  $\delta^{18}\text{O}$  много меньше 1% ( $r_{0.01}(6) = 0.834$ ). Таким образом, устанавливается связь между кажущимися значениями К-Аг возраста биотитов и изотопнокислородными параметрами кварца из одной и той же ассоциации, которая выражается уравнением регрессии  $\delta^{18}\text{O}_{\text{КВ}} = 0.00293t + 6.06$ . Такая же зависимость будет существовать и для других минералов в силу равновесности триплетов.

Объяснение полученной корреляции целиком определяется смыслом «кажущихся» значений К-Аг возраста. Возникает несколько возможных интерпретаций.

1. Каждое значение К-Аг возраста соответствует последовательным этапам преобразования вещества. При этом полученная корреляция отражает одновременность формирования изотопного состава кварца на регрессивных ветвях каждого этапа (при понижении температуры).

2. К-Аг данные отражают два этапа изотопного преобразования вещества около 2700 и 1700 млн. лет. Остальные значения -

Т а б л и ц а 3

Изотопный состав кислорода в кварце

Номер образца	Ассоциация	$^{18}\text{O}_{\text{Кв}}$ , %	Возраст, млн. лет	
			K-Ar	Rb-Sr
<u>Чупинская свита</u>				
7а	Гр-Би-Пл (№ 31) - Кв	10.8 $\pm$ 0.05	1658	-
14/2	Гр-Би-Пл (№ 34) - Кв	11.6 $\pm$ 0.05	2030	-
7	Гр-Би-Пл (№ 33) - Кв	11.2 $\pm$ 0.10	1615	-
<u>Свита Полмос-Порос</u>				
Р е г р е с с и в н ы й э т а п				
315-35	Би-Анд-Ст-Пл (№ 33) - Кв	13.0 $\pm$ 0.05	2500	-
706	Ко-Ст-Би-Анд-Пл (№ 39) - Кв	13.4 $\pm$ 0.20	2530	1730
П р о г р е с с и в н ы й э т а п				
7176	Гр-Ко-Ст-Пл (№ 33) - Кв-Би	14.2 $\pm$ 0.10	2525	1590
704а	Гр-Ко-Би-Пл (№ 37) - Кв	12.3 $\pm$ 0.15	2110	1640
88и	Гр-Ко-Би-Пл (№ 41) - Кв	12.2 $\pm$ 0.05	2140	1690

П р и м е ч а н и я: 1. Образец № 14/2 - из коллекции М.Е. Салье, № 315-35 - из коллекции С.А. Бушмина, остальные - из коллекции Г.М. Друговой. 2. Условные обозначения: Гр- гранат, Би - биотит, Пл - плагиоклаз, Кв - кварц, Анд- андалузит, Ст - ставролит, Ко - кордиерит.

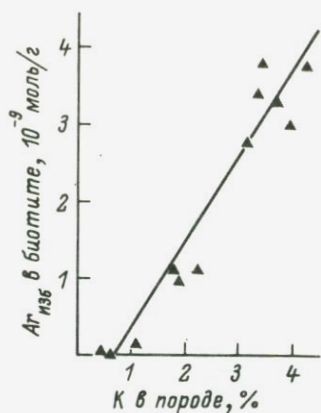


Рис. 7. Зависимость между содержаниями избыточного аргона в биотите и калия в породе для плутона Арден, США (Folland, 1979).

«смешанные»; не имеющие геологического смысла, «завышенные» по отношению к последнему этапу 1700 млн. лет за счет присутствия аргона «избыточного» реликтового, унаследованного или захваченного из окружения по своему генезису. Соответственно и изотопный состав кислорода в кварце отражает два этапа и есть

промежуточные значения  $\delta^{18}\text{O}_{\text{КВ}}$ , из-за обмена не дошедшего до конца в течение повторного воздействия.

3. Выявленная корреляция просто отражает связь между константами миграции аргона (его захвата или потери) и изотопным составом кварца в зависимости от параметров флюидного режима.

Первое предположение мало реально, как можно заключить на основании практики применения K-Ar метода. Широкие спектры «кажущихся» значений K-Ar возраста являются, как правило, результатом частичной потери аргона из биотитов или его захвата во время последнего эпизода.

При рассмотрении второго предположения существенно то, что корреляция выдерживается только для изотопно-равновесных триплетов и нет значений  $\delta^{18}\text{O}_{\text{мин}}$ , промежуточных за счет не дошедшего до конца обмена.

Rb-Sr возраст биотитов указывает на полную потерю ими стронция 1500–1800 млн. лет тому назад. Учитывая меньшую или одинаковую подвижность радиогенного стронция и кислорода в биотитах, можно полагать, что изотопно-кислородный состав минералов также сформировался последний раз в наложенном процессе 1500–1800 млн. лет назад. Минимальная температура этого процесса соответствует, согласно изотопно-кислородным данным,  $425 \pm 15$  °C, а вариации  $\delta^{18}\text{O}$  для одностипных минералов различных пород – результат вариаций изотопно-кислородного и химического состава флюида, что свидетельствует об ограниченных масштабах подвижности последнего. На основании всего отмеченного третье предположение оказывается единственно реальным. Вариации параметров флюидного режима в пространстве оказались одновременно ответственны за интенсивность миграции аргона, его захват или потерю и за формирование изотопно-кислородных характеристик минералов.

Ограниченные масштабы миграции флюида отражаются в корреляции между концентрациями калия в породе и избыточного аргона в биотите этой породы для плутона Арден, США (Folland, 1979). Действительно, если при наложенном метаморфизме масштаб миграции флюида не превосходит шкалу гетерогенного распределения

калия в породе, то создаваемое во флюиде  $p_{Ar}$  и его последующий захват будет обусловлен содержанием калия в породе (рис. 7).

### З а к л ю ч е н и е

Резюмируя все вышеизложенное, можно сделать выводы самого общего характера.

1. Механизм и закономерности миграции аргона, его потери и импрегнация зависят от состава флюидной фазы и могут не соответствовать чисто термической диффузии. Это необходимо учитывать при интерпретации К-Аг данных и диагностировании присутствия избыточного аргона.

2. На примере полевого шпата впервые показано, что в присутствии водного флюида захват значительных количеств аргона ( $\sim 10^{-4}$  см<sup>3</sup>/г) может происходить при небольших парциальных давлениях ( $\sim 10^{-4}$  атм) за счет гидроксилации кремнекислородных связей с образованием анионных дефектов — ловушек для инертного газа.

3. Определенная информация о некоторых параметрах флюидного режима заключена в изотопном составе кислорода минералов. Совместное рассмотрение изотопно-кислородных и геохронологических данных позволяет полнее охарактеризовать условия открытия изотопных систем в минералах и соотнести время формирования изотопного состава кислорода с определенным этапом метаморфизма в полиметаморфических регионах.

### Л и т е р а т у р а

Герлинг Э.К., Пушкарев Ю.Д., Котов Н.В. Поведение некоторых минералов при нагревании в условиях повышенного давления аргона. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 11, с. 3–12.

Друбечкой Е.Р., Спрингсон В.Д. Новый комплекс аппаратуры для изотопного анализа аргона. — В кн.: Методические проблемы ядерной геологии. Л., 1982, с. 121–129.

Котов Н.В., Кириллов А.С., Морозова И.М. и др. Поведение калия и аргона в процессах гидротермальных преобразований мусковита и флогопита при повышенных  $p_{H_2O}$  —  $T$ -параметрах. — Вестн. ЛГУ. Геология. География, 1981, № 6, вып. 1, с. 33–40.

Крылов Д.П., Другова Г.М., Морозова И.М., Спрингсон В.Д. Возможности сопоставления изотопно-кислородного состава кварца и калий-аргонового возраста по биотиту в полиметаморфических комплексах. — Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 3, с. 726–729.

Морозова И.М., Меленевский В.Н., Левский Л.К. О влиянии структурно-кристаллохимического фактора на кинетику выделения радиогенного аргона из минералов. —

В кн.: Методические проблемы ядерной геологии. Л., 1982, с. 32-47.

Морозова И.М., Никитина Л.П., Шуркина Л.К. и др. Изотопно-геохронологические и кинетические исследования в зонах контактового метаморфизма (Алданский щит). - В кн.: Проблемы геохронологии и геохимии изотопов. Л., 1977, с. 4-29.

Berger G.W., Dercs J. Geothermometry from  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  dating experiments. - *Geochim. et cosmochim. acta.*, 1981, vol. 45, p. 795-811.

Claesson S., Roddick J.C.  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  data on the age and metamorphism of the Ottfjället dolerites, Särvi Nappe Swedish Caledonides. - *Lithos*, 1983, vol. 16, N 1, p. 1-84.

Dodson M.N. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. - *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 1973, vol. 40, p. 259-274.

Folland K.A. Limited mobility of Ar in a metamorphic terrain. - *Geochim. et cosmochim. acta.*, 1979, vol. 43, N 6, p. 793-801.

Freer R., Dennis P.F. Oxygen diffusion studies. 1. A preliminary ion microprobe investigation of oxygen diffusion in some rock-forming minerals. - *Mineral. Mag.*, 1982, vol. 45, N 2, p. 179-192.

Gillett B.J. Studies in diffusion. 1. Argon in phlogopite mica. - In: *Geochemical transport and kinetics*. Washington, 1974, p. 107-115.

Gillett B.J., Anderson T.F. Studies in diffusion. 2. Oxygen in phlogopite mica. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 28, N 2, p. 225-233.

Gillett B.J., Sernset M.P., Jund R.A. Studies in diffusion. 3. Oxygen in feldspars: An ion microprobe determination. - *Geochim. et cosmochim. acta.*, 1978, vol. 42, N 1, p. 45-47.

Hanson G.N., Gast P.W. Kinetic studies in contact metamorphic zone. - *Geochim. et cosmochim. acta.*, 1967, vol. 37, N 7, p. 1119-1153.

Hart S.R. The petrology and isotopic-mineral ages relations of a contact zone in the Front Range. - *Colorado J. Geol.*, 1964, vol. 72, N 5, p. 493-525.

Jager E., Niggli E. Rb-Sr Alterbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. - *Beitr. geol. Karte Schweiz.*, 1968, N 7, S. 137-150.

Lancet M.S., Anders E. Solubilities of noble gases in magnetite. - *Geochim. et cosmochim. acta.*, 1973, vol. 37, N 5, p. 1371-1388.

Laughlin A.W., Joder H.Y. Introduction and diffusion of argon into natural albite. - *Ann. Direct. Geophys. Lab. Carnegie Inst.*, 1970, p. 145-148.

Norwood C.B. Radiogenic argon diffusion in the biotite micas: M. Sc. Thesis Dept. Geol. Sci. Brown Univ., 1974. 47 p.

Rimsaite J.H.Y. Studies of rock forming micas. - Geol. Surv, Canad. Bull., 1967, vol. 149, p. 42-50.

Roddick J.C., Cliff R.A., Rex D.C. The evolution of excess argon in alpine biotites -  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  analyses. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, vol. 48, N 5, p. 185-208.

Turner D.L., Forbes R.B. K-Ar studies in two deep basement Drill holes: a new geologic estimate of argon Blocking for biotite. - EOS, (Abstr.), 1976, vol. 52, p. 108.

Versure R.N., Andriessen E.H., Boelzijk N.J.A.M. e.a. Thermal stability of Rb-Sr and K-Ar biotite systems: Evidence from co-existing sweconorwegian and caledonian biotites in S.W. Norway. - Contrib. Miner. and Petrol., 1980, vol. 74, N 3, p. 245-255.

А.Н. Комаров, Т.В. Кольцова,  
Г.М. Другова

#### ФОРМА НАХОЖДЕНИЯ УРАНА В ПОРОДАХ И ЕГО ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ В ПРОЦЕССЕ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Изучение поведения радиоактивных элементов в процессах регионального метаморфизма представляется важным в связи с широким развитием этих процессов в земной коре, которые приводят не только к значительному перераспределению элементов, но и к образованию месторождений. Выяснение причин и условий миграции радиоактивных элементов при метаморфизме может помочь как пониманию геохимической эволюции земной коры, так и решению геолого-поисковых задач.

На основании анализа многочисленных данных о валовом содержании урана и тория в метаморфических горных породах исследователи пришли к выводу, что, за некоторыми исключениями, с усилением степени метаморфизма происходит вынос радиоактивных элементов (Ермолаев, 1983; Белевцев, Жукова, 1976). Полагают, что важную роль в этом процессе играют флюиды. Источники флюидов, их состав, физико-химические условия экстракции элементов и их отложения являются предметом исследований и обсуждений. Однако не меньшее значение для процесса мобилизации радиоактивных элементов имеет форма их нахождения в горных породах. Устойчивость торий- и урансодержащих минеральных фаз к выщелачиванию, рас-

творению, перекристаллизации или замещению определяет миграционную способность радиоактивных элементов в данной породе, а изменение соотношения разных типов таких минеральных фаз в ходе метаморфизма несет информацию о характере процесса.

Наиболее чувствительным методом изучения формы нахождения урана в горных породах является осколкорadiография, которую до настоящего времени использовали только для качественной оценки. В данной работе мы попытались с помощью этого метода количественно определить долю урана, приуроченного к разным минеральным носителям, в породах комплексов амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма Лалландии, Беломорья, Алдана и Памира, не затронутых низкотемпературными изменениями.

Для получения радиографии петрографические шлифы горных пород, выполненные на кварцевых стеклах с эпоксидной смолой, вводили в контакт с детекторами из синтетического фторфлогопита и облучали в потоке тепловых нейтронов ядерного реактора (Комаров и др., 1982). Эталоном на содержание урана служил базальт BCR-1 с концентрацией урана  $(1.74 \pm 0.11)$  г/т.

При расчете содержания урана учитывали различие в пробегах осколков деления в аксессуарных минералах и эталоне и вводили поправку  $\sqrt{\bar{A}_{\text{эт}} / \bar{A}_{\text{мин}}}$ , где  $\bar{A}_{\text{эт}}$  и  $\bar{A}_{\text{мин}}$  — средние массовые числа элементов эталона и минерала. Величина поправки варьировала от 0.97 (апатит) до 0.76 (монацит).

Распределение и содержание урана изучали на радиографиях под микроскопом путем подсчета числа треков как от всего шлифа, так и от отдельных минералов. Ввиду большого диапазона концентрации урана в разных минералах породы для каждого шлифа получали две радиографии различной интенсивности при облучении флюенсами тепловых нейтронов  $3 \cdot 10^{14}$  и  $2 \cdot 10^{16}$  нейтр./см<sup>2</sup>. В зависимости от плотности треков от минерала для подсчетов использовали радиографии подходящей интенсивности. Для каждого образца изучали один шлиф площадью  $\sim 4.5$  см<sup>2</sup>. Полученные данные, приводимые далее в табл. 1–5, характеризуют содержание и распределение урана на изученной площади шлифов.

В связи с тем что, как будет показано ниже, существенную роль в общем балансе урана в метаморфических породах играет рассеянный уран, приуроченный к мельчайшим выделениям окислов железа и титана, была проведена оценка возможного загрязнения при изготовлении шлифов поверхности породообразующих минералов шламом богатых ураном аксессуарных минералов, присутствующих в этой же породе. Подобное загрязнение, хотя и на низком уровне, мы наблюдали ранее на породообразующих минералах в шлифах обломков пород из лунного грунта (Комаров, Сергеев, 1983).

Для эксперимента были выбраны два образца эклогитов с минимальным количеством бедных ураном аксессуарных минералов. Обычно при изготовлении шлифа завершающую шлифовку на кварцевом стекле производили без шлама от старых шлифов и на чистом абразиве. В данном случае шлифовку завершили в шламе породы, богатой аксессуарными минералами, содержащими  $\sim 4000$  г/т урана.

Т а б л и ц а 1

Проверка загрязнения при шлифовании породообразующих минералов эклгита ураном из аксессуарных минералов

Номер шлифа	Содержание рассеянного урана, г/т	
	чистое шлифование	шлифование совме- стно с богатыми ура- ном аксессуарными минералами
128 к	0,014	0,029
3 с	0,009	0,017

После этого провели обычную очистку поверхности шлифа тонкой сильной струей водопроводной воды и ополоснули в дистиллированной воде. Увеличение содержания рассеянного урана за счет загрязнения составило 0,008–0,015 г/т (табл. 1). Поэтому, хотя среди исследованных проб и отсутствовали образцы с обилием столь богатых ураном аксессуарных минералов, все же в тех случаях, где зафиксировано содержание рассеянного урана менее 0,02 г/т, можно подозревать, что фактически оно еще меньше. Из этого также следует, что радиографическое определение очень низких концентраций урана порядка 0,00 г/т следует проводить во фрагментах, лишенных аксессуарных минералов, или же выявлять для этого треки в самих породообразующих минералах, шлифуя их после облучения.

При анализе радиографий было установлено, что основным концентратором урана в изученных метаморфических породах, как правило, являются урансодержащие аксессуарные минералы. В среднем для всех изученных образцов амфиболитовой и гранулитовой фаций в аксессуарных минералах концентрируется 81% всего урана. Это следующие минералы в порядке убывания их вклада в общее содержание урана в породе: циркон, апатит, сфен, эпидот, монацит, ортит, рутил. Как правило, наблюдается уменьшение видового состава аксессуарных минералов при переходе от пород амфиболитовой фации к породам гранулитовой фации. Если в амфиболитах, помимо циркона и апатита, часто в значительных количествах (в смысле вклада в общее содержание урана) присутствуют сфен, эпидот, ортит, то в гранулитах чаще всего основными концентраторами урана являются циркон и апатит, иногда монацит, но нередко один циркон (рис. 1).

Рутил спорадически присутствует в переменных количествах в обоих типах пород. Особенностью этого минерала является постоянное, но невысокое содержание в нем урана порядка 5–40 г/т. Из-за невысокого содержания вклад этого минерала в общее содержание редко превышает 15–20%. Апатит в изученных породах имеет примерно то же содержание, что и рутил, но часто присутствует в

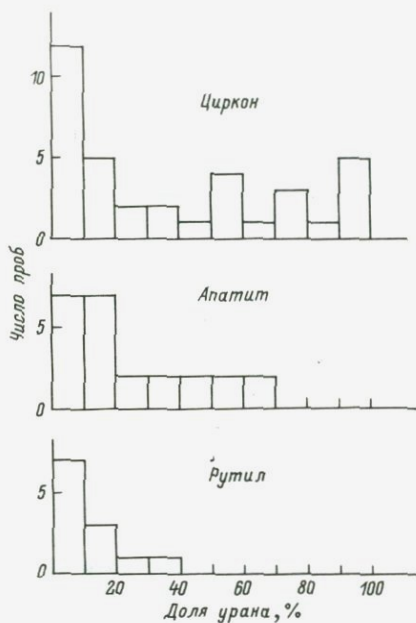


Рис. 1. Доля урана в породах амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма, приходящаяся на главные акцессорные минералы. (Данные по 36 пробам).

больших количествах, в силу чего его вклад в валовое содержание иногда достигает 50% и более. Содержание урана в цирконе сильно варьирует как от образца к образцу, так и нередко по зернам в одном образце. Диапазон измеренных концентраций урана в этом минерале от 120 до 3400 г/т. Значительно варьирует и вклад циркона в общее содержание урана в породе. Тем не менее более низкое содержание урана чаще наблюдается в цирконе из

пород гранулитовой фации метаморфизма, чем из пород амфиболитовой фации, а особенно низкое содержание (<200 г/т) — только в гранулитах. К сожалению, имеющегося материала статистически недостаточно для четкого выявления такого различия у других акцессорных минералов.

Как было показано ранее, сильным концентратором тория в гранулитах нередко является монашит, несмотря на то что он присутствует там в ничтожных количествах (Комаров и др., 1985). В породах амфиболитовой фации торий, вероятно, концентрируется прежде всего в ортите, а также в сфене и эпидоте. Апатит является умеренным концентратором тория, но роль его несколько повышается с ростом в нем  $\text{Th}/\text{U}$  отношения до 3-5.

Породообразующие минералы в изученных породах, как правило, не содержат заметного количества урана в виде изоморфной примеси. Однако в редких случаях в пироксенах и амфиболе наблюдается равномерно распределенный уран в концентрации до 1 г/т. Для определения формы нахождения урана в этих минералах шлифы после получения радиографии подвергали щелочному и кислотному выщелачиванию, а затем снова получали радиографии этих минералов. Содержание урана в пироксенах и амфиболе после выщелачивания не изменилось (в пределах суммарной ошибки определения 10%) (табл. 2). Увеличение интенсивности радиографии на порядок путем повышения нейтронного флюенса до  $3 \cdot 10^{17}$  нейтр./см<sup>2</sup> не привело к обнаружению «звезд» треков, свидетельствующих об урановых микровключениях. Все это дает основание полагать, что равномерно рассеянный уран в пироксене и амфиболе изоморфно входит в струк-

Т а б л и ц а 2

Экспериментальное выщелачивание урана из шлифов гранулитов

Номер шлифа	Объект выщелачивания	Режим выщелачивания	Содержание урана, г/т	
			до выще- лаци- вания	после выщела- чивания
1289	Пленки ожелезнения в биотит-плагиокла- зовом гнейсе	5%-ный $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$ , 2 ч, кипение	0.34	0.12
732ж	Моноклинный пиро- ксен в двупироксе- новом сланце	То же	1.0	1.1
1 А	Амфибол в амфибол- пироксеновом сланце	" "	1.2	1.1
	То же	0.1 $\text{NHCl}$ , 2.5 ч, 22 °С	1.2	1.1
	Ромбический пиро- ксен в амфибол-пи- роксеновом сланце	То же	0.046	0.046

туру минералов. Однако в количественном отношении эта форма нахождения урана не играет большой роли в общем балансе урана в метаморфических породах.

Та часть урана породы, которая не входит в аксессуарные минералы, рассеяна между и внутри различных минералов и представлена на радиографиях как единичными треками, так и скоплениями различного количества треков от точечных источников. Детальный анализ радиографий под микроскопом показывает, что этот уран в основном приурочен к мелким и мельчайшим выделениям окислов железа и титана (лейкоксен). В некоторых случаях можно предположить наличие минералов из группы сложных окислов типа ильменорутила. Аналогичный состав подобных микровключений в гранитах был подтвержден на электронном микроскопе (Комаров и др., 1982). Даже тогда, когда уран представлен на радиографиях единичными треками, он часто находится в многоатомных группировках, образующих «звезды» треков на более интенсивных радиографиях. Хотя источники этих треков часто не видны под микроскопом из-за малых размеров, можно полагать, что они также представлены окислами, более крупные выделения которых обычно наблюдаются рядом. Уран в этой форме мы в дальнейшем называем рассеянным ураном.

Подсчет рассеянного урана производили по интенсивным радиографиям нейтронного флюенса  $2 \cdot 10^{16}$  нейтр./см<sup>2</sup>. Сюда относили единичные треки и их группировки от дисперсных окислов, а также

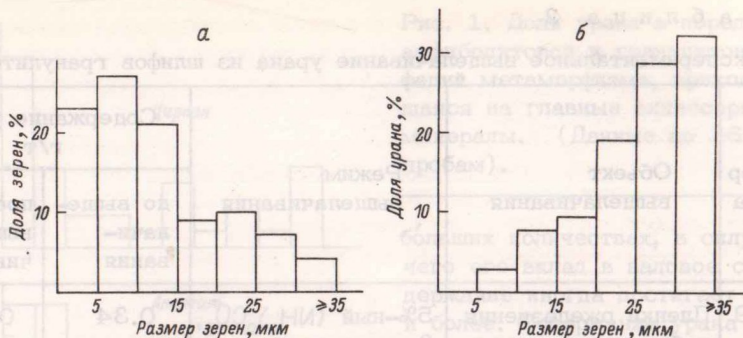


Рис. 2. Распределение зерен циркона в гиперстеновом сланце по размеру (а) и распределение приуроченного к ним урана (б). (Общее количество урана в цирконе принято за 100%).

треки от более крупных выделений гидроокислов железа и лейкоксена. Случайно попадающие иногда при подсчетах в эту категорию отдельные труднодиагностируемые микровключения типичных ураносодержащих акцессорных минералов не дают заметного увеличения доли рассеянного урана из-за своих малых размеров, как это видно на примере образца, где цирконы особенно малы (рис. 2).

Уран, рассеянный в окислах железа и титана, представляет особый интерес для изучения ввиду большей его подвижности в этой форме, чем приуроченного к акцессорным минералам. Повышенной миграционной способностью урана можно ожидать из-за сорбционной его связи с окислами и большой внутренней поверхности окислов, имеющих агрегатное строение. Видимо, именно этот уран выщелачивается из метаморфических пород содовым раствором в эксперименте (Жукова, 1979), так как акцессорные минералы устойчивы к такому выщелачиванию. Можно ожидать, что такой уран в первую очередь переходит в раствор и покидает породу в процессах регионального метаморфизма. Полученные данные подтверждают это. Так, породы гранулитовой фации метаморфизма в Лапландии содержат в среднем в два-три раза меньше рассеянного урана (табл. 3). Гранулиты Юго-Западного Памира также содержат меньше урана в этой форме, чем амфиболиты. Судя по максимумам на гистограммах, куда нанесены все полученные нами данные по породам амфиболитовой и гранулитовой фаций (за исключением района Беломорья), наиболее вероятное содержание рассеянного урана в гранулитах раза в три ниже, чем в амфиболитах (рис. 3).

В зональном комплексе андалузит-силлиманитовой фациальной серии на Памире (Рушанская зональность) количество рассеянного урана заметно уменьшается как по абсолютной, так и по относительной величине с повышением температуры от хлоритовой к силлиманитовой зоне (табл. 4, рис. 4). При этом, правда, насколько можно судить по варьирующим значениям, валовое содержание урана

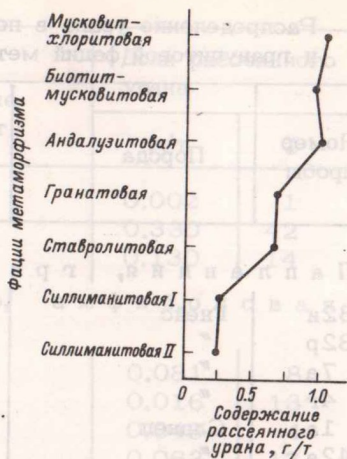
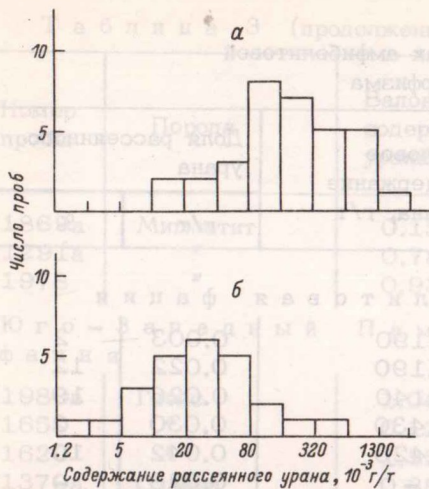


Рис. 3. Содержание рассеянного урана в породах амфиболитовой фации метаморфизма (Лапландия, Юго-Западный Памир) (а) и гранулитовой фации метаморфизма (Лапландия, Юго-Западный Памир, Алдан, Беломорье, Саксония) (б).

Рис. 4. Уменьшение содержания рассеянного урана с усилением степени метаморфизма (Памир, Рушанская зональность).

в породах не уменьшается. Возможно, это объясняется первоначально более высоким содержанием урана в породах силлиманитовой зоны. Можно предположить также, что уран, освобождаемый из окислов, был захвачен перекристаллизующимися и вновь образующимися аксессуарными минералами в этой же породе.

Породы гранулитовой и амфиболитовой фаций Беломорья не отличаются по содержанию рассеянного урана. Причина этого, видимо, лежит в том, что существует возможность образования пород амфиболитовой фации этого района в процессе не прогрессивного метаморфизма, а регрессивного. Поэтому возможно, что эти породы потеряли уран в условиях гранулитовой фации метаморфизма и не обрели его, вернувшись в амфиболитовую. Поведение урана при регрессивном метаморфизме изучено еще недостаточно, но есть данные, что в этих условиях уран привносится в породы. Вопрос о том, почему этого не произошло с изученными породами, требует дальнейшего исследования.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что рассеянный уран не уходит полностью из гранулитов, хотя реальное его содержание в этих породах, возможно, несколько ниже измеренного из-за того, что при подсчетах трудно отделить рассеянный уран от урана, входящего в малых количествах в структуру темно-цветных породообразующих минералов. Вообще, рассеянный уран в горных породах

Т а б л и ц а 3

Распределение урана в породах амфиболитовой  
и гранулитовой фаций метаморфизма

Номер пробы	Порода	Валовое содержание урана, г/т	Доля рассеянного урана	
			г/т	%
<b>Лапландия, гранулитовая фация</b>				
32и	Гнейс	0.190	0.003	2
32р	"	0.190	0.022	12
7а	"	0.140	0.026	19
4г	"	1.430	0.030	2
1а	Сланец	0.420	0.042	10
42а	"	-	0.028	-
351	Метагаббро	-	0.160	-
		Ср.	0.044	
<b>Лапландия, амфиболитовая фация</b>				
45	Сланец	0.240	0.180	76
494а	Амфиболит	0.136	0.011	8
501	Гнейс	0.300	0.083	28
498в	"	-	0.110	-
496	Сланец	-	0.190	-
496а	Гнейс	-	0.540	-
492м	Амфиболит	-	0.020	-
496д	Гнейс	-	0.057	-
492	Амфиболит	-	0.120	-
492л	"	-	0.170	-
500е	Сланец	-	0.091	-
		Ср.	0.140	
<b>Юго-Западный Памир, гранулитовая фация</b>				
18656	Сланец	0.050	0.017	34
1755	"	0.270	0.006	2
1297	Гнейс	0.380	0.009	2
1884к	Сланец	0.260	0.056	21
13036	Гнейс	-	0.190	-
		Ср.	0.056	

Т а б л и ц а 3 (продолжение)

Номер пробы	Порода	Валовое содержание урана, г/т	Доля рассеянного урана	
			г/т	%
1869а	Мигматит	0.150	0.002	1
1291а	"	0.780	0.330	42
1978	"	0.930	0.130	14
<b>Юго-Западный Памир, амфиболитовая фация</b>				
1980в	Гнейс	1.060	0.081	8
1650	"	0.124	0.016	13
1620	"	1.350	0.048	4
1370а	Сланец	0.380	0.063	17
1902б	"	0.330	0.071	22
1901	Гнейс	-	0.150	-
1904	"	-	0.300	-
1904а	"	-	0.130	-
		Ср.	0.107	
<b>Алдаң, Сутамская зона, гранулитовая фация</b>				
732ж	Сланец	0.410	0.013	3
731е	Гнейс	0.220	0.020	9
717б	"	0.170	0.013	8
<b>Саксония, гранулитовая фация</b>				
6	Эклогит	0.140	0.012	9
3	"	0.014	0.009	64
<b>Беломорье, гранулитовая фация</b>				
89а	Сланец	0.270	0.039	14
446	"	0.240	0.067	28
89ж	Гнейс	0.160	0.041	26
309	"	0.400	0.067	17
		Ср.	0.046	
89м	Жильный гранитоид	1.580	0.014	1
<b>Беломорье, амфиболитовая фация</b>				
114а	Сланец	0.032	0.013	41
110в	"	0.406	0.090	22
103	Гнейс	0.310	0.038	12
		Ср.	0.047	

Т а б л и ц а 4

Распределение урана в сланцах андалузит-силлиманитовой  
фациальной серии (Памир, Рушанская зональность)

Фашия метаморфизма	Номер пробы	Валовое содержа- ние ура- на, г/т	Доля урана в аксес- сорных минералах, г/т	Доля рассеян- ного урана	
				г/т	%
Хлоритовая	530	2.65	1.14	1.51	57
	531a	2.01	1.43	0.58	29
Биотит-мусковитовая	324	1.92	0.96	0.96	50
	326б	2.23	1.32	0.91	41
Андалузитовая	329в	2.20	1.12	1.08	49
Гранатовая	369	3.13	2.65	0.48	15
	128б	4.27	3.39	0.88	21
Ставролитовая	348	2.78	1.72	1.06	38
	349б	1.06	0.79	0.27	25
Силлиманитовая I	341a	1.42	1.22	0.20	14
	342	2.56	2.23	0.33	13
Силлиманитовая II	408б	2.42	2.10	0.32	13
	410a	2.84	2.70	0.14	5
	412a	1.88	1.66	0.22	12

часто очень изменчив по концентрации и распределению. При этом такие вариации часто мало связаны с минеральным составом и изменением породы. На распределение рассеянного урана часто влияют даже слабо сказывающиеся на облике породы гипергенные и гидротермальные изменения. С целью исключить возможное влияние гипергенных процессов был взят ряд образцов из скважин на Русской платформе (табл. 5). Содержание рассеянного урана в трех образцах гранулитов оказалось не ниже, чем для аналогичных пород с поверхности. Кроме того, обнаружено даже повышенное содержание урана в одном образце гранулита и одном амфиболита, явно связанное с ожелезнением. Недостаточно ясно, вызвано ли это повышение гипергенным процессом в древней коре выветривания или слабым проявлением гидротермальной деятельности.

Количество урана, теряемого в среднем породами при метаморфизме в условиях гранулитовой фашии за счет рассеянного урана, относительно невелико — порядка 20%. Тем не менее некоторые разновидности пород амфиболитовой фашии довольно богаты рассеянным ураном. Для этих пород потери урана из окислов железа и титана могут явиться преобладающей формой потерь в условиях гранулитовой фашии. Кроме того, возможно, что потери урана из окислов преобладают и при переходе пород из зеленосланцевой в амфиболитовую фашию, как на это указывают данные табл. 4. Однако даже малые потери урана огромными объемами пород могут иметь большое значение для образования урановых месторождений.

Т а б л и ц а 5

Рассеянный уран в породах из скважины  
на Русской платформе

Номер пробы	Место отбора	Порода	Содержание урана, г/т
Г р а н у л и т о в а я    ф а ц и я    м е т а м о р ф и з м а			
60р	Щелково, гл. 1188.7 м	Гранат-силлиманит-шпинелевый гнейс	0.025
313	Кыну, Эстония, гл. 980 м	Кристаллический сланец	0.031
Зр	3-й Гаргджей, Литва, гл. 2275 м	Гранат-гиперстеновый кристаллический сланец	0.062
1(37)	оз. Медное, Ленинградская обл., гл. 371 м	Гиперстеновый кристаллический сланец	0.189
А м ф и б о л и т о в а я    ф а ц и я    м е т а м о р ф и з м а			
9-Р4	Инчукалс, Литва, гл. 2100 м	Амфибол-биотитовый сланец	0.321

Так как общее количество урана, уходящего из пород в условиях гранулитовой фации метаморфизма, значительно превышает количество урана, находящееся в них в рассеянном состоянии, то ясно, что основным источником урана являются акцессорные минералы. При этом не исключено, что дисперсные окислы могут быть как бы промежуточным хранилищем урана перед его окончательным выносом из породы.

Эволюция акцессорных минералов при метаморфизме довольно плохо поддается изучению. Трудно проследить в шлифах и почти нет данных в литературе о перекристаллизации, образовании и замещении при метаморфизме таких «сквозных» минералов, как апатит. Для других, как, например, циркон, известно различное поведение при метаморфизме (Акцессорные минералы..., 1982). В некоторых случаях он сохраняется в неизменном виде вплоть до гранулитовой фации метаморфизма, в других перекристаллизовывается и теряет часть радиоактивных элементов. В изученных нами гранулитах во многих случаях наблюдали пониженное содержание урана в цирконе по сравнению с цирконом из пород амфиболитовой фации. Другим важным источником выносимого урана являются, по нашим наблюдениям, такие акцессорные минералы, как ортит, эпидот и частично сфен, которые не сохраняются или уменьшаются в количестве в условиях гранулитовой фации метаморфизма.

## В ы в о д ы

Наиболее подвижен в метаморфических горных породах уран, приуроченный к дисперсным окислам железа и титана. Но основная часть урана, теряемая породами при переходе от условий амфиболитовой фации к условиям гранулитовой, освобождается при перекристаллизации (циркон, возможно апатит) и растворении нестабильных в новых условиях акцессорных минералов (ортит, эпидот и др.).

Авторы благодарят М.Д. Крылову и Л.П. Бондаренко за предоставление части образцов.

## Л и т е р а т у р а

А к ц е с с о р н ы е минералы магматических и метаморфических пород: Аннотир. указ. лит. М., 1982. 275 с.

Е р м о л а е в Н.П. Поведение радиоэлементов при метаморфизме горных пород. — Пробл. радиогеол., 1983, с. 122–140.

Б е л е в ц е в Я.Н., Ж у к о в а А.М. Особенности распределения и миграции урана в связи с процессами метаморфизма и ультраметаморфизма. — Геол. журн., 1976, т. 36, вып. 5, с. 68–79.

Ж у к о в а А.М. О формах нахождения урана в метаморфических породах. — Геол. журн., 1979, т. 39, № 6, с. 10–19.

К о м а р о в А.Н., Б е р м а н И.Б., К о л ь ц о в а Т.В. Радиографическое изучение распределения урана и тория в некоторых гранулитах. — Геохимия, 1985, № 7, с. 979–987.

К о м а р о в А.Н., С е р г е е в С.А. Уран в обломках пород из лунного грунта. — Геохимия, 1983, № 5, с. 659–664.

К о м а р о в А.Н., С е р г е е в С.А., В а р д з е л а - ш в и л и Н.С., П а в ш у к о в В.В. Количественный радиографический анализ распределения урана в гранитах. — Геохимия, 1982, № 2, с. 217–229.

А.П. Ч у х о н и н

## СОСТОЯНИЕ U - РЬ СИСТЕМЫ ЦИРКОНОВ ИЗ ГНЕЙСОВ, ПЕГМАТИТОВ И ГРАНУЛИТОВ БЕЛОМОРСКОГО БЛОКА

Полициклическое развитие метаморфических и магматических процессов в Беломорском блоке обусловило неоднозначность расшифровки геологической истории этого региона. Вопрос усложняется тем, что достоверных сведений о породах фундамента беломорской серии нет, а верхние части ее разреза эродированы.

Изучение геологических событий в Западном Беломорье (Грохов, и др., 1981) позволило, по мнению авторов, выявить наложенный на породы беломорской серии метаморфизм гранулитовой фации

Т а б л и ц а 1

Датирование цирконов из пород Беломорского блока методом ТИЭ

Номер пробы	Краткая характеристика породы; место отбора проб	СМ, %	Изотопные отношения свинца		Возраст, млн. лет
			208/206	207/206	
76097	Метаморфизованный плагио-микроклиновый пегматит из биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов керетской свиты; КАССР, о. Медведок, р-н дер. Кереть	35	0.07	0.183±0.002	2680±30
76268 (ортит)	Метаморфизованный плагиоклазовый пегматит из биотит-гранат-амфиболовых гнейсов керетской свиты; КАССР, Лоухский р-н, 1042 км дороги Ленинград-Мурманск	-	-	-	2580±70
78959	Амфибол-биотитовый гнейс керетской свиты	-	0.03	0.195±0.007	2790±80
76003	Метаморфизованный микроклин-плагиоклазовый пегматит из биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов хетолабинской свиты; КАССР, р-н станции Чупа	100	0.01	0.183±0.001	2680±30
77238/1	Рассланцованный гранодиорит, секущий амфиболовые и амфибол-биотитовые гнейсы хетолабинской свиты; карьер жилы № 2 месторождения Котозеро	-	0.054	0.187±0.004	2720±50
76005	Эпидот-биотит-амфиболовый гнейс хетолабинской свиты; КАССР, р-н жилы № 141 месторождения Хетоламино	85	0.03	0.185±0.004	2690±40
76005 темн.	То же	-	0.025	0.185±0.004	2690±40
76005 трещ.	" "	-	0.03	0.187±0.002	2720±30
76005 св.	" "	-	0.034	0.188±0.005	2730±50

Т а б л и ц а 1 (продолжение)

Номер пробы	Краткая характеристика породы; место отбора проб	СМ, %	Изотопные отношения свинца		Возраст, млн. лет
			208/206	207/206	
76094 (ортит)	Неметаморфизованный плагио-микроклиновый пегматит; карьер жилы № 143 месторождения Хетоламбино (II возрастная группа)	-	-	-	1770 $\pm$ 40
79277	Порода и место отбора проб те же, циркон из лейст биотита	-	0.02	0.118 $\pm$ 0.005	1930 $\pm$ 80
76270	Метаморфизованный микроклин-плагиоклазовый пегматит из гранат-кианит-биотитового гнейса (частично с м/з кианитом) чупинской свиты; КАССР, 1046 км дороги Ленинград-Мурманск	100	0.02	0.177 $\pm$ 0.004	2630 $\pm$ 50
79299/1	Мелкозернистый гранат-биотитовый гнейс чупинской свиты; КАССР, Лоухский р-н, оз. Долгое	-	0.1	0.1883 $\pm$ 0.0019	2730 $\pm$ 50
79299/2	Порода и место отбора те же, циркон из аплитовидной породы среди гнейсов чупинской свиты	-	0.02	0.1730 $\pm$ 0.0017	2590 $\pm$ 40
79814/4 кр.	Мелкозернистый гранат-биотитовый гнейс чупинской свиты; КАССР, Лоухский р-н	-	0.09	0.1861 $\pm$ 0.0018	2710 $\pm$ 40
79814/4 мел.	Порода та же; Нижнее Векх-озеро	-	0.09	0.1866 $\pm$ 0.0040	2710 $\pm$ 60
79271/2	Биотит-микроклиновый пегматит в породах чупинской свиты; КАССР, Лоухский р-н, жила № 1 месторождения Вуат-Варакка (II возрастная группа), циркон из лейст биотита	-	0.014	0.118 $\pm$ 0.005	1930 $\pm$ 80
77900-Б	Гранат-биотитовый гнейс рекалатвинской свиты; Мурманская обл., г. Рекалатва, р-н штольни № 26	-	0.03	0.179 $\pm$ 0.003	2650 $\pm$ 40
79002	Пегматитовая дайка из гранат-биотитового гнейса рекалатвинской свиты (формация редкометалльно-мусковитовых пегматитов); Мурманская обл., г. Рекалатва, штольня № 35	-	0.02	0.117 $\pm$ 0.005	1910 $\pm$ 80
102/2	Эндербит; Лапландский массив, севернее р. Лотты	-	0.08	0.1175 $\pm$ 0.0006	1920 $\pm$ 30
144	То же	-	0.03	0.1185 $\pm$ 0.0015	1935 $\pm$ 50
95 окр.	Скиалит основного кристаллосланца в эндербите; место отбора то же	-	0.06	0.1211 $\pm$ 0.0031	1975 $\pm$ 75
95 удл.	То же	-	0.1	0.1116 $\pm$ 0.0037	1830 $\pm$ 60
801	Полевошпатовый амфиболит; Малые Сальные тундры, зона долгоживущего глубинного разлома	-	0.1	0.1147 $\pm$ 0.0034	1875 $\pm$ 50
К-1	Кислый гранулит; верхняя часть разреза Лапландского комплекса	-	0.12	0.1367 $\pm$ 0.0075	2190 $\pm$ 90

Примечания. 1. Указанные погрешности соответствуют 95%-ной доверительной вероятности.  
2. Пробы 102/2, 144, 95, 801, К-1 - из коллекции С.Н. Сусловой, остальные - из коллекции А.С. Никанорова и И.И. Михайлова.

(дистен-ортоклазовой субфации, по О.И. Володичеву) -  $2790 \pm 120$  млн. лет, \* сопровождаемый становлением гранитов и пегматитов (о-ва Солодушные Луды) -  $2640 \pm 130$  млн. лет. Далее породы беломорской серии испытали метаморфизм амфиболитовой фации -  $2370 \pm 45$  млн. лет, который сопровождался формированием гранитов -  $2320 \pm 110$  млн. лет.

Выполненные U-Rb методом по цирконам определения возраста дали примерно одинаковые значения для всех свит серии -  $2750 \pm 50$  млн. лет (Тугаринов, Бибикова, 1980), а по акцессорным минералам пегматитов ~1800 млн. лет (Ступникова и др., 1970). K-Ar определения по слюдам и амфиболам из гнейсов, гранитов и пегматитов, как правило, укладываются в диапазон 1450-2150 млн. лет.

Приведенные выше изотопно-геохронологические результаты в немалой степени способствовали утверждению мнения о связи процесса пегматитообразования в Северо-Западном Беломорье в основном с эпохой регионального метаморфизма - 1900-1800 млн. лет. Однако по геологическим данным значительное количество пегматитовых тел считались архейскими с первых лет изучения региона (Шуркин и др., 1962), а в последующем было проведено возрастное разделение гранитных пегматитов (Никаноров и др., 1971). Древнейшими (I возрастная группа) считаются метаморфизованные кварц-полевошпатовые пегматиты, присутствующие в различных частях разреза беломорской серии, практически во всех ее свитах (Никаноров и др., 1979). Ко II группе отнесены промышленные мусковитовые жилы и основная масса плаггио-микроклиновых керамических пегматитов, к III - пегматиты редкометалльно-мусковитовой формации.

В настоящей работе приводятся результаты исследования цирконов из пегматитов и вмещающих их гнейсов в основном из Чупино-Лоухского района, а также из гранулитов Лапландского массива. Места отбора проб и краткая характеристика пород приведены в табл. 1.

Методика и результаты. При предварительном изучении отобранных цирконов средствами оптической микроскопии отмечалась реальная форма зерен, габитус, цвет, характер поверхности, наличие зональности, наростов, обрастаний и включений. Степень метамиктности (СМ) определялась по параметрам ИК-спектров поглощения цирконов (Полежаев, 1974). Распределение урана в отдельных зернах изучалось методом осколкордиографии (Берзина и др., 1967).

Полученные сведения позволяли выявить типоморфные особенности цирконов каждой пробы и в случае необходимости выделить зерна предположительно разных генераций для масс-спектрометрического изотопного анализа свинца методом термоионной эмиссии-ТИЭ (Чухонин, 1978). Отношения интенсивностей ионных токов, соответствующих радиогенным изотопам свинца  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  и

\* Rb-Sr изохронный метод по породе в целом; погрешности соответствуют одному стандартному отклонению (1σ).

Т а б л и ц а 2

Результаты исследования аксессуарных минералов  
из пород Беломорского блока традиционным U-Th-Pb методом

Номер пробы	Содержание, мкг/г			Изотопный состав, %			
	U	Th	Pb	<sup>204</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb
76097	425	-	228	0.039	78.725	14.466	6.670
76003	3386	-	789	0.024	66.902	11.787	21.287
76005	1055	122	467	0.023	81.641	15.107	13.229
76270	5844	133	232	0.002	80.546	13.222	6.230
76268	26.8	10600	1139	0.0097	0.955	0.283	98.752
76094	560	12100	1156	0.023	13.554	1.788	84.595
102/2	286	79	95.2	0.017	83.272	10.033	6.678
144	533	87	139	0.040	84.759	10.325	4.856

Номер пробы	Возраст по отношениям, млн. лет			
	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th
76097	2565	2590	2630	-
76003	1070	1680	2570	-
76005	2255	2455	2690	2040
76270	236	610	2500	2160
76268	2220	2370	2530	2280
76094	1780	1770	1770	1410
102/2	1795	1850	1920	1610
144	1460	1640	1890	1230

Примечания. 1. Разложение минералов, выделение U, Th, Pb и измерение содержания Th выполнено С. Л. Миркиной. 2. Поправку на «обыкновенный» свинец вносили по изотопным отношениям: 1:14.50:15.34:34.08 (для проб 74094, 102/2 и 144) и 1:12.62:14.74:32.30 (для остальных проб). 3. При расчете значений возраста использовались константы:  $\lambda_{238} = 1.5513 \cdot 10^{-10}$  лет<sup>-1</sup>,  $\lambda_{235} = 9.8485 \cdot 10^{-10}$  лет<sup>-1</sup>;  $\lambda_{232} = 4.9475 \times 10^{-11}$  лет<sup>-1</sup>;  $^{238}\text{U} / ^{235}\text{U} = 137.88$ .

<sup>208</sup>Pb, измерялись на масс-спектрометре МИ-1309 с погрешностью 0.5-3%. Результаты представлены в табл. 1.

Химическое разложение минералов в случае применения традиционного U-Th-Pb метода производилось по методике Т. Кроу (Krogh, 1973). Содержание свинца и урана определялось методом изотопного разбавления с погрешностью не более  $\pm 2\%$ , а содержание тория - колориметрически с погрешностью  $\pm 10\%$ . Изотопные анализы выполнялись на масс-спектрометре МИ-1309 с циклической разверткой спектра масс по магнитному полю при использовании твердофазного ионного источника в трехленточном (уран) или одноленточном (свинец) варианте. Для увеличения эффективности ионизации свинца применяли сухой алюмосиликатный эмиттер (Чухонин, Левский, 1976); погрешность измерения изотопных отношений 0.2-0.5%

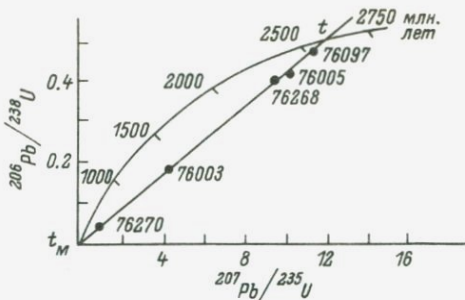


Рис. 1. Изохрона Аренса-Везерилла для акцессорных минералов из пород беломорской серии:  $y = (0.04172 \pm 0.00137)x + (0.00489 \pm 0.01140)$ ;  $t = 2580 \pm 70$  млн. лет;  $t_M = 30 \pm 100$  млн. лет.

( $\rho = 0.95$ ). Результаты представлены в табл. 2, а также использованы для построения изохроны по модели Аренса-Везерилла (рис. 1), точки пересечения которой с конкордией дали значения  $t = 2580 \pm 70$  млн. лет и  $t_M = 30 \pm 100$  млн. лет ( $\rho = 0.95$ ).

Породообразующие минералы некоторых проб были исследованы K-Ar методом, который показал более молодые значения как для пегматита (проба 76097: биотит - 1820 млн. лет, микроклин - 1475 млн. лет), так и для вмещающего его гнейса (амфибол - 1826 млн. лет).

Обсуждение результатов. Для большинства цирконов получены дискордантные значения возраста, однако прохождение изохроны вблизи начала координат позволяет заключить, что наложенный процесс, вызвавший искажения свинец-урановых отношений, происходил сравнительно недавно и не привел к искажению изотопного отношения  $^{207}\text{Pb}_{\text{РАД}} / ^{206}\text{Pb}_{\text{РАД}}$ . Дополнительным доказательством является совпадение (в пределах аналитических погрешностей) значений возраста, полученных традиционным методом по изохроне Аренса-Везерилла и методом ТИЭ.

Таким образом, полученные геохронометрические определения подтверждают наличие в породах беломорского комплекса древних пегматитов (I группа), акцессорные минералы которых имеют возраст не моложе 2600 млн. лет. Пегматиты этой группы присутствуют во всех частях разреза беломорской серии, при этом они меняют свой состав в соответствии с изменением состава вмещающих пород. В керетской свите это кварц-полевошпатовые тела иногда с биотитом; в хетоламбинской - также кварц-полевошпатовые жилы, но уже с большим количеством биотита, реже с амфиболом; в чупинской - пегматиты с мусковитом и кианитом. Во всех пегматитах прослеживается влияние наложенного метаморфизма, выражающееся в грануляции (рекристаллизации) породообразующих минералов, а также в замещении мусковита парагенезисом кианит+калиевый полевой шпат (Никаноров, 1979).

Исследованные цирконы были представлены весьма разнообразными по величине, морфологии, окраске и степени сохранности зернами и обломками зерен.

Цирконы пробы 76097 в основном хорошо огранены, прозрачны, светло-коричневого и коричневого цвета. Размер зерен доста-

точно велик (до 0.5 мм), облик — изометричный или короткопризматический, хотя встречаются и длиннопризматические зерна. Результаты изучения характера распределения урана методом трековой радиографии свидетельствуют о равномерном в основном распределении его по объему зерен, об отсутствии локальных сильно обогащенных ураном участков. Подобный характер распределения урана, обычно интерпретируемый как свидетельство его изоморфного вхождения в структуру циркона, наряду со сравнительно невысокой концентрацией, вероятно, и способствовал сохранению замкнутой U—Pb системы этого циркона (на диаграмме Аренса—Везерилла точка этого циркона располагается вблизи конкордии (см. рис. 1)).

В цирконах проб 76003 и 76270 наряду с призматическими, хорошо ограниченными полупрозрачными и слаботрешиноватыми зернами имеется значительное количество крупных (до 1 мм и более) зерен и их обломков. Они имеют сильнотрешиноватую разрушенную поверхность, темно-коричневый или бурый цвет, непрозрачны; вероятнее всего, их можно отнести к циртолитовой разновидности циркона. По характеру распределения и концентрации урана эти пробы резко отличаются от пробы 76097: урана в них значительно больше, а распределение его характеризуется наличием многочисленных локально-обогащенных участков (рис. 2).

Все это способствовало интенсивной метамиктизации цирконов, оценка которой (см. табл. 1) свидетельствует о значительно большей нарушенности их структуры в сравнении с цирконом пробы 76097. Это хорошо согласуется с расположением экспериментальных точек на диаграмме Аренса—Везерилла: точки цирконов проб 76003 и 76270 располагаются на нижнем участке хорды. Такое расположение экспериментальных точек при значительной разнице степени метамиктиности цирконов является веским свидетельством эпизодического, близкого к современному воздействию, искажившего свинец—урановые отношения в исследованных цирконах, и отсутствия (или ничтожно малой доли) непрерывных диффузионных потерь радиогенного свинца даже при столь нарушенной структуре ( $CM = 100\%$ ).

Циркон 76005 выделен из пробы эпидот—амфибол—биотитового гнейса хетоламбинской свиты, отобранной в районе пегматитовой жилы № 141 месторождения Хетоламбино. Возраст этих жил (~1800 млн. лет) был определен ранее по аксессуарным минералам (Ступникова и др., 1970). По ортиту 76094 из жилы № 143 автором получены конкордантные значения возраста по трем изотопным отношениям —  $1770 \pm 40$  млн. лет (см. табл. 2), а по циркону 79277, выделенному из лейст биотита этого пегматита, —  $1930 \pm 80$  млн. лет.

Единичный изотопный анализ свинца циркона 76005 методом ТИЭ дал значение возраста по  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  2690 млн. лет; осколкордиография зерен циркона выявила значительную гетерогенность их (см. рис. 2). При микроскопическом изучении отмечена идиоморфная и субидиоморфная длиннопризматическая форма зерен. Габитус в основном цирконовый, поверхность гладкая, блес-

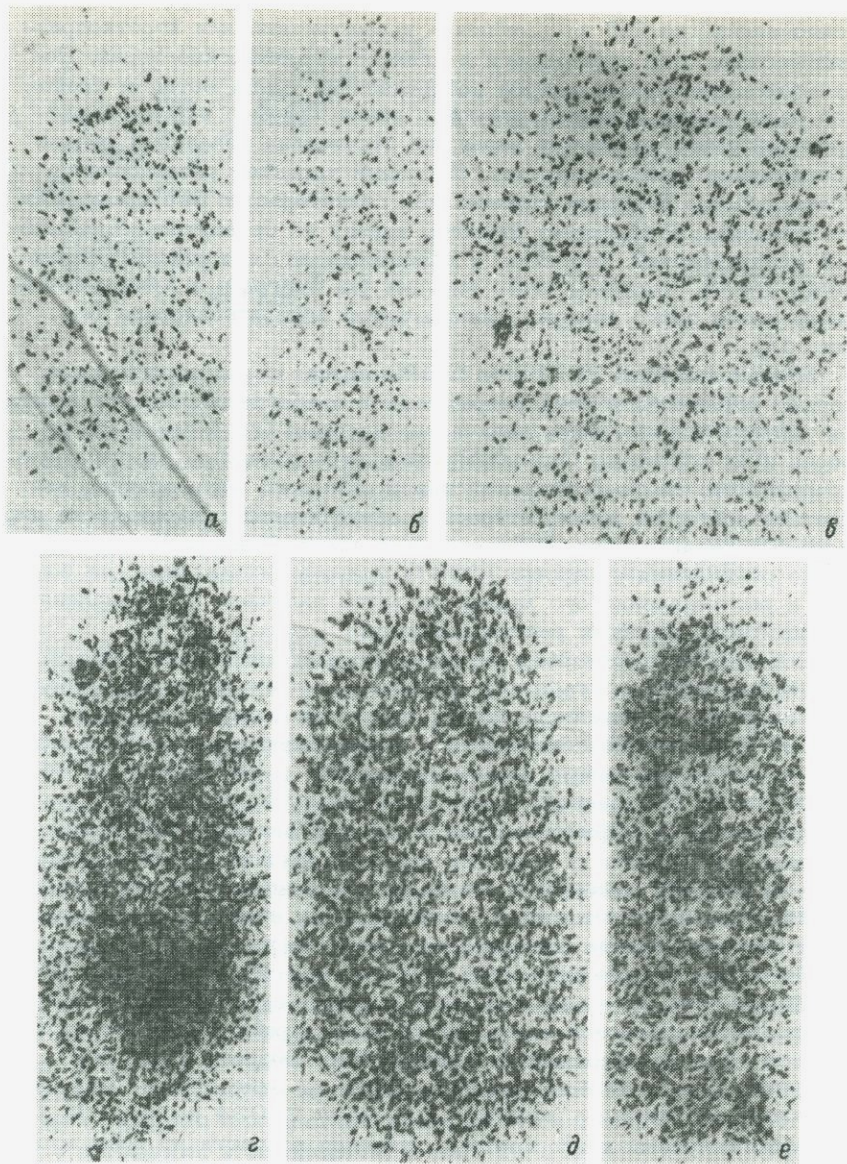


Рис. 2. Осколкорadiография зерен цирконов из гнейсов беломорской серии и пегматитов I возрастной группы.

Пробы: а-в - 76097; г, д - 76270; е, ж - 76003; з-к - 76005.

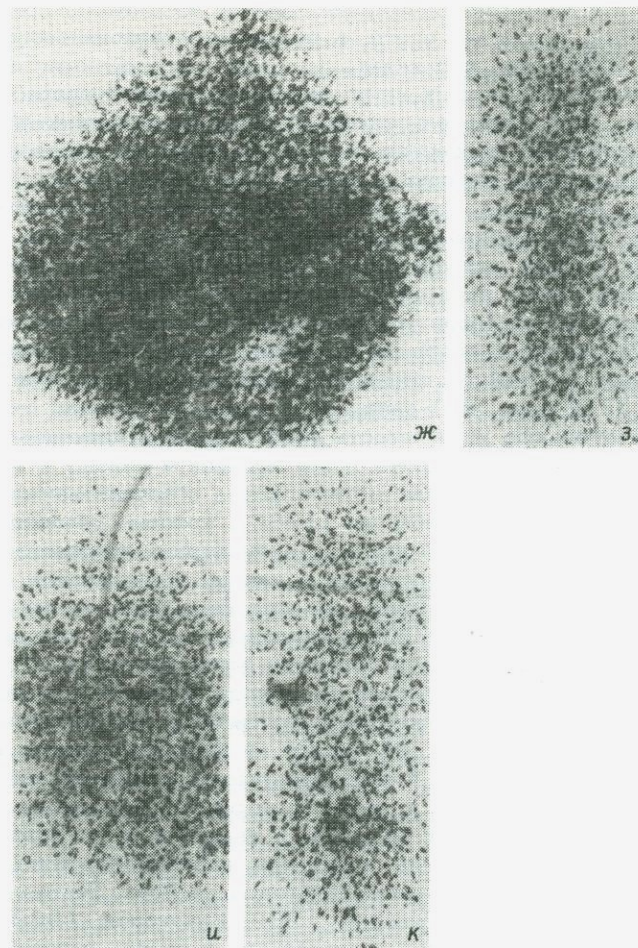


Рис. 2. (Продолжение).

тящая, ребра сглажены. Цвет от светло-желтого до буро-коричневого; в 1/3 зерен трещиноватость делает их матовыми, белесыми. В большинстве темноокрашенных коричневых зерен наблюдаются интенсивные красные прожилки.

Результаты морфометрического анализа 120 зерен этой пробы (Чухонин, Герм, 1983) позволили предположить, что все они относятся к одной генерации и кристаллизовались в сходных физико-химических условиях. Для изотопного анализа были отобраны три группы зерен, различающихся в основном по цвету: светло-желтые прозрачные без включений, темно-коричневые и трещиноватые белесые. Результаты изотопного анализа свинца этих групп цирконов и расчет значений возраста по отношению  $^{207}\text{Pb}_{\text{РАД}} / ^{206}\text{Pb}_{\text{РАД}}$

(табл. 1) подтверждают принадлежность их к одной генерации, образовавшейся, вероятнее всего, в результате регионального метаморфизма 2700 млн. лет назад.

Полученные для разных групп цирконов значения возраста (2690–2730 млн. лет) свидетельствуют об отсутствии влияния промежуточных наложенных процессов на U-Pb систему цирконов (в том числе и отсутствии влияния регионального метаморфизма 1900–1800 млн. лет назад, приведшего к формированию пегматитов месторождения Хетоламбино). Если и было нарушение U-Pb системы в цирконах гнейсов хетоламбинской свиты, то оно происходило в современный период и не сопровождалось ни привносом, ни селективным выносом изотопов уранового радиогенного свинца. Аналогичные выводы можно сделать на основании результатов, полученных для цирконов из гнейсов чупинской (2710–2730 млн. лет) и керетской (2790 млн. лет) свит.

На удивительную устойчивость U-Pb системы цирконов в гнейсах беломорской серии (кроме пород чупинской свиты) к воздействию ~1800 млн. лет назад метаморфизма обратили внимание А.И. Тугаринов и Е.В. Бибикова (1980), которые объяснили ее низким содержанием радиоактивных элементов в исследованных цирконах. Результаты, полученные в данном исследовании, не позволяют ограничиться подобным объяснением. Среднее содержание урана в цирконе пробы 76005 составляет 0.1055% при весьма значительной гетерогенности и степени метамиктности, что неизбежно должно было бы способствовать выносу части радиогенного свинца из цирконов при промежуточном наложенном воздействии.

Выше отмечалось, что наложенное воздействие привело к грануляции (рекристаллизации) породообразующих минералов кварц-полевошпатовых пегматитов и к частичному замещению мусковита силлиманитом, андалузитом и кианитом в парагенезисе с биотитом и полевыми шпатами. Подобное замещение наблюдается и во вмещающих пегматиты гранат-кианит-биотитовых гнейсах. Результаты специальных исследований (Винклер, 1969; Никаноров, 1969) позволяют отнести уровень такого воздействия к дистен-силлиманитовому типу амфиболитовой фации.

Этот вывод подтверждается и результатами типологического исследования цирконов по методике Ж. Пупена (Pupin, 1980), проведенного во ВСЕГЕИ И.А. Юдиной. Преимущественное развитие граней (110) и (131), наличие дополнительных граней дипирамид с более высокими индексами позволяет оценить температуру кристаллизации цирконов в кварц-полевошпатовых пегматитах интервалом в 800–850 °C; микротопография поверхности свидетельствует о процессе частичной перекристаллизации (оплавления?) наружной оболочки цирконов. Температура этого процесса может быть оценена по температуре кристаллизации цирконов в пегматитах II возрастной группы (пробы 79271/2 и 79277).

Развитие граней (100) и (111) по классификации Ж. Пупена свидетельствует о кристаллизации цирконов при температурах, близких к 600 °C, а наличие большого количества уплощенных зерен

позволяет считать этот процесс синхронным с кристаллизацией биотита. Вероятнее всего, интенсивности такого наложенного воздействия было недостаточно, чтобы вызвать открытие U-Pb системы цирконов в древнейших пегматитах и гнейсах, но K-Ar системы породообразующих минералов этих пород были полностью «омоложены», о чем и свидетельствуют полученные этим методом результаты. На крайнем северо-западе региона (Лапландский гранулитовый массив) метаморфизм в это время достигал уровня гранулитовой фации, что привело к почти полной потере всей предшествующей изотопной информации как в цирконах эндербитов, так и в цирконах из скиалитов кристаллосланцев (табл. 1 и 2). Унаследованность части более древнего радиогенного свинца цирконами пробы K-1, вероятно, объясняется зональным проявлением метаморфизма гранулитовой фации повышенных давлений в зоне долгоживущего глубинного разлома и умеренных давлений в срединной части массива (Прияткина, Шарков, 1979).

### З а к л ю ч е н и е

На основании полученных результатов и сопоставления их с известными сведениями о развитии метаморфических процессов в Беломорском блоке можно сделать следующие выводы.

1. Цирконы гнейсов беломорской серии зафиксировали время метаморфического процесса 2800-2700 млн. лет, в ходе которого была образована или полностью преобразована их U-Pb система. 80-100 млн. лет спустя на регрессивной стадии метаморфизма сформировались пегматиты I группы, возраст которых мы и фиксируем по Pb-Pb изотопному отношению цирконов. Такой же интервал времени отмечается по цирконам из гнейсов чупинской свиты (пробы 79299/1, 79814) и ассоциирующей с ними аплитовидной породы (проба 79299/2). По цирконам из пегматитов II группы и K-Ar методом по породообразующим минералам гнейсов и пегматитов датируется следующий наложенный процесс (1900-1800 млн. лет назад), который не затронул U-Pb систему цирконов в гнейсах, секущих их гранодиоритах (проба 77238/1), аплитовидных породах и пегматитах I группы, но под воздействием которого породообразующие минералы этих пегматитов были гранулированы.

2. Объем работ по Лапландскому гранулитовому массиву еще недостаточен, чтобы делать окончательные выводы, однако полученные результаты подтверждают существующее мнение о зональности последнего гранулитового метаморфизма в этом районе и свидетельствуют о возможности сохранения части радиогенного свинца цирконами (проба K-1) при гранулитовом метаморфизме умеренных давлений.

### Л и т е р а т у р а

Берзина И.Г., Столярова А.И., Флеров Г.Н. и др. О возможности выявления миграции урана и продуктов

его распада в минералах. - Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 5, с. 1062-1064.

Винклер Г.Дж. Генезис метаморфических пород. М., 1969. 248 с.

Горохов И.М., Кутявин Э.П., Володичев О.И. и др. Rb-Sr возраст магматических и метаморфических пород беломорского комплекса (Западное Беломорье). - Сов. геология, 1981, № 3, с. 67-75.

Никаноров А.С. О генезисе пегматитов беломорского метаморфического комплекса. - Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1969, т. 147, с. 21-57.

Никаноров А.С. Гранитные пегматиты (проблемы генезиса и эволюции). - Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1979, т. 252, 168 с.

Никаноров А.С., Рыцк Ю.Е., Смирнова В.С. и др. Закономерности размещения слюдоносных пегматитов Северо-Западного Беломорья. Л., 1971. 67 с.

Никаноров А.С., Чухонин А.П., Михайлов И.И. и др. Результаты геохронологического изучения метаморфизованных пегматитов Северо-Западного Беломорья. - В кн.: Тез. докл. на 1У Всесоюз. симпоз. по метаморфизму. Апатиты, 1979, с. 83-84.

Полежаев Ю.М. Количественное определение степени метамиктности цирконов. - Зап. ВМО, 1974, № 2, с. 278-281.

Прияткина Л.А., Шарков Е.В. Геология Лапландского глубинного разлома. Л., 1979. 127 с.

Ступников Н.И., Зыков С.И., Жиров К.К. Радиологический возраст пегматитовых жил Северной Карелии. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 4, с. 85-103.

Тугаринов А.И., Бибилова Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М., 1980. 132 с.

Чухонин А.П. Масс-спектрометрическое изучение форм нахождения свинца в цирконах. - Геохимия, 1978, № 4, с. 599-602.

Чухонин А.П., Герм В.А. Морфометрический анализ и свинец-свинцовое датирование цирконов разных генераций. - Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1983, т. 218, с. 15-23.

Чухонин А.П., Левский Л.К. Изотопный анализ микроколичеств свинца. - Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1976, т. 250, с. 118-121.

Щуркин К.А., Горлов Н.В., Салье М.Е. и др. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Л., 1962. 306 с. (Тр. ЛАГЕД; Вып. 14).

K r o g h T.M. A low contamination method for decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. - Geochim. et cosmochim. acta, 1973, vol. 37, p. 485-494.

P u r i n J.P. Zircon and granite petrology. - Contrib. Mineral. and Petrol., 1980, vol. 73, N 3, p. 207-220.

Е.Б. Андерсон, В.Г. Заславский,  
А.Ф. Лобиков, Г.Н. Кучина,  
Т.А. Маркова, Л.И. Андреевский

## ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ В ЧЕРНЫХ СЛАНЦАХ ПАЛЕОЗОЯ

Определение изотопного возраста формации углеродистых черных сланцев и содержащейся в ней редкометалльной минерализации имеет большое значение как для решения металлогенических прогнозно-поисковых задач, так и в связи со стратиграфической значимостью этих пород, часто насыщенных руководящими палеонтологическими ископаемыми. Однако проведение таких исследований сталкивается с рядом трудностей, обусловленных полигенным и полихронным характером рудных концентраций, а также преимущественно тонкодисперсными формами выделения продуктивных минеральных ассоциаций. Публикации, посвященные изотопному датированию редкометалльных (в частности, ураноносных) черных сланцев, крайне редки.

В данной работе изложены результаты изотопно-геохимического исследования уран-свинцовым методом углеродистых (черных) сланцев, вмещающих урановую минерализацию. Рудные минералы в этих породах встречаются в зонах стратиформного облика, подчиняющихся литолого-стратиграфическому и структурному контролю.

По поводу генезиса рудных минералов существует несколько концепций: осадочно-метаморфогенная, гидротермальная, экзогенно-эпигенетическая. В последнее время развивается представление о полигенном характере урановых минеральных ассоциаций, сформированных в результате ряда последовательно проявленных гидрогенных процессов в ходе эпигенетических преобразований вмещающих пород.

В истории геологического развития района распространения черносланцевых пород выделяют несколько периодов с условиями, благоприятными для формирования редкометалльной минерализации: силурийский, в течение которого происходило сингенетическое накопление металлов; каменноугольный, с интенсивным развитием складчатости и метаморфизма пород, что могло способствовать перераспределению рудных компонентов; раннепермский, характеризующийся интенсивным проявлением гидротермальной деятельности, которая могла привести к перераспределению и привносу урана; мел-третичный период тектонической активизации и последующей денудации района, с новым проявлением гидрогенных процессов.

Изотопно-геохимические исследования выполнены по образцам, отобраным из следующих 3 типов пород:

- 1) вмещающие углеродистые (черные) силурийские сланцы;
- 2) метасоматически хлоритизированные породы с ранней хлорит-браннерит-коффинит-настурановой минерализацией;
- 3) углекислотно-магниево-метасоматиты с поздней контрастной гидрослюдисто-анкерит-настурановой минерализацией.

Определение содержания урана и свинца в пробах осуществлялось методом изотопного разбавления. При выделении урана и свинца использовалась колоночная ионообменная хроматография на анионитах ЭДЭ-10П и Dowex. Изотопный анализ проводился на масс-спектрометре МИ-1201-Б, укомплектованном ЭВМ СМ-1. Для получения ионных токов свинца использовался алюмосиликатный эмиттер. Измерения и расчет изотопных отношений урана и свинца производился по специально составленной программе. Воспроизводимость и точность масс-спектрометрического анализа проверяли с помощью изотопных стандартов свинца С1Т и Галенит-70.

Итоговые экспериментальные погрешности определения возраста составили: при содержании  $^{204}\text{Pb}$  в смеси около 0.2% - 1.5% отн. для  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и 2.3% отн. для  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ; при содержании  $^{204}\text{Pb}$  около 0.9% - соответственно 2.5 и 4.8% отн.

Изотопное датирование настурана из углекислотно-магниевого метасоматитов выполнялось локальным методом, разработанным И.В. Чернышевым (Чернышев, 1978). Этот метод позволяет анализировать микропробы (массой 0.5-5 мг), выделенные из отдельных зон, сферолитов, микропрожилков настурана путем оптически контролируемого высверливания вещества из аншлифа.

Навески валовых проб брали с таким расчетом, чтобы выделенное количество свинца и урана составило 20-60 мкг. Холостой опыт по свинцу, проведенный в условиях локального метода, составлял  $1 \cdot 10^{-8}$  г, в условиях анализа валовых проб -  $1 \cdot 10^{-7}$  г. При расчете возраста использованы следующие значения констант распада:  $\lambda_{238} = 1.5513 \cdot 10^{-10}$  лет $^{-1}$ ;  $\lambda_{235} = 9.8455 \cdot 10^{-10}$  лет $^{-1}$  и  $\lambda_{238\text{U}/235\text{U}} = 137.88$ .

Для того чтобы уменьшить влияние вторичных геологических процессов, пробы вмещающих углеродисто-кремнисто-глинистых сланцев нижнего силура отбирались из глубоких (500-600 м) скважин за пределами минерализованных зон (1-я группа проб). Минералогическое петрографическое изучение показало, что в пробах отсутствуют признаки гипергенных процессов и урановой минерализации. Зафиксировано лишь небольшое количество новообразованного хлорита, который можно интерпретировать как проявление начальной стадии метасоматической хлоритизации либо регионального метаморфизма низких ступеней. В отдельных пробах отмечено проявление позднего доломита.

Минеральный состав 2-й группы - метасоматически хлоритизированных пород с ранней урановой минерализацией, %: хлорит II - 30; кварц - 25-40; гидрослюды + серицит - 20; хлорит I - 0-10; пирит - 3; карбонат - 1-3. Тонкодисперсные урановые минералы, с размерами выделений 0.0 $\mu$  мм, приурочены, как правило, к хлоритовому агрегату, замещаемому гидрослюдой.

В 3-й группе изученных проб настуран поздней гидрослюдиано-анкерит-настурановой минеральной ассоциации, как правило, значительно изменен - окислен, подвержен диффузионному растворению, замещению гидратированными фазами. Поэтому для локального анализа отыскивались реликтовые выделения с хорошо сохранившимся настураном. В качестве критерия пригодности минерала использова-

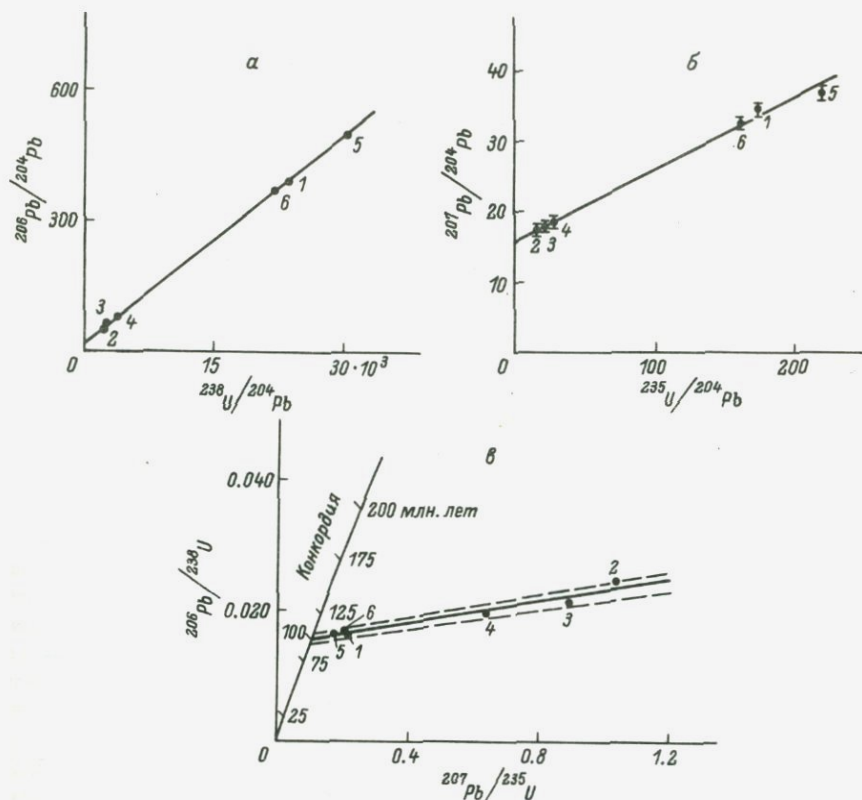


Рис. 1. Уран-свинцовые диаграммы (а-в) для локальных проб настурана (1-6) поздней доломит-настурановой ассоциации.

$t$ , млн. лет: а -  $101 \pm 2$ ; б -  $102 \pm 2$ ; в -  $100 \pm 5$ .

ли равномерное распределение урана и свинца, выявленное при помощи электронного зонда, отсутствие низкоотражающих фаз и вкрапленности галенита, а также параметры элементарной ячейки настурана (в пределах 5.40-5.41 Å).

Результаты изотопного анализа 6 настуранов представлены в табл. 1 и на графиках (рис. 1). Несмотря на высокое содержание в настуране обыкновенного свинца, индивидуальные изотопные даты каждой пробы близки к рассчитанным графическими методами. Для суждения о качестве линейной зависимости в координатах  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  -  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  и соответственно о степени замкнутости исследованных U-Pb систем параметры уравнений регрессии в этих координатах были рассчитаны полиномиальным методом наименьших квадратов с учетом коррелированных ошибок по обеим осям:

Т а б л и ц а 1

Результаты изотопного датирования настурана поздней доломит-настурановой ассоциации

Номер пробы	Место отбора пробы настурана	Содержание, %		Изотопный состав, %				$t \left( \frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} \right)$	$t \left( \frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}} \right)$
		U	Pb	$^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}$	млн. лет	
1	Центральная часть тонкого анкерит-настуранового прожилка в диабазе	65.55	1.107	0.213	84.182	7.476	8.129	101	108
2	Краевая часть того же прожилка	68.53	2.889	0.888	50.285	15.332	33.495	105	94
3	Участок в настуран-карбонатном цементе рудной микробрекчии. (Проба содержит примесь карбоната)	46.119	1.657	0.860	50.743	15.389	33.008	93	106
4	Однородный участок в настуран-карбонатном цементе рудной микробрекчии	69.34	2.019	0.732	57.601	13.620	28.047	95	97
5	Два сферолита среди карбоната	66.68	1.080	0.174	86.718	6.445	6.663	101	94
6	Три сферолитоподобных выделения в том же аншлифе	62.22	1.059	0.227	83.686	7.413	8.674	101	102
Средний изотопный состав обыкновенного свинца галенитов из карбонат-сульфидных прожилков, %				1.357	25.465	21.245	51.935		

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = (0.01583 \pm 0.00028) \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} + (18.32 \pm 1.02),$$

$$t = 101 \pm 2 \text{ млн. лет, СКВО} = 4.39; \quad (1)$$

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = (0.10606 \pm 0.00160) \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} + (15.57 \pm 0.11),$$

$$t = 102 \pm 2 \text{ млн. лет, СКВО} = 6.00; \quad (2)$$

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} = (0.00808 \pm 0.00074) \frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}} + (0.01485 \pm 0.00045),$$

$$t = 100 \pm 5 \text{ млн. лет, СКВО} = 1.68. \quad (3)$$

Значения СКВО (средний квадрат взвешенных отклонений) больше единицы во всех трех типах линейной зависимости, но, учитывая, что статистические веса образцов были вычислены как совокупность инструментальных ошибок, значимость расхождения значений СКВО можно исследовать (Шуколюков и др., 1974) путем сравнения с табличным значением  $\chi^2_{\nu}(\nu)$ , с числом степеней свободы  $\nu = n - 2$  и выбранным уровнем значимости.

Табличное значение  $\chi^2_{0.05}(4) = 9.5$ , следовательно, можно считать, что экспериментальные данные соответствуют изохронным моделям, а значение возраста  $100 \pm 5$  млн. лет является возрастом урановой минерализации.

Результаты изотопного анализа 7 проб вмещающих черных сланцев приведены в табл. 2 и на графиках (рис. 2). Параметры установленной линейной зависимости для пяти экспериментальных точек, рассчитанные полиномиальным методом наименьших квадратов, имеют вид

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = (0.0391 \pm 0.0004) \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} + (19.477 \pm 0.041), \quad (4)$$

$$t = 247 \pm 3 \text{ млн. лет, СКВО} = 60.3;$$

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = (0.2990 \pm 0.0537) \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} + (15.676 \pm 0.056), \quad (5)$$

$$t = 266 \pm 42 \text{ млн. лет, СКВО} = 0.28;$$

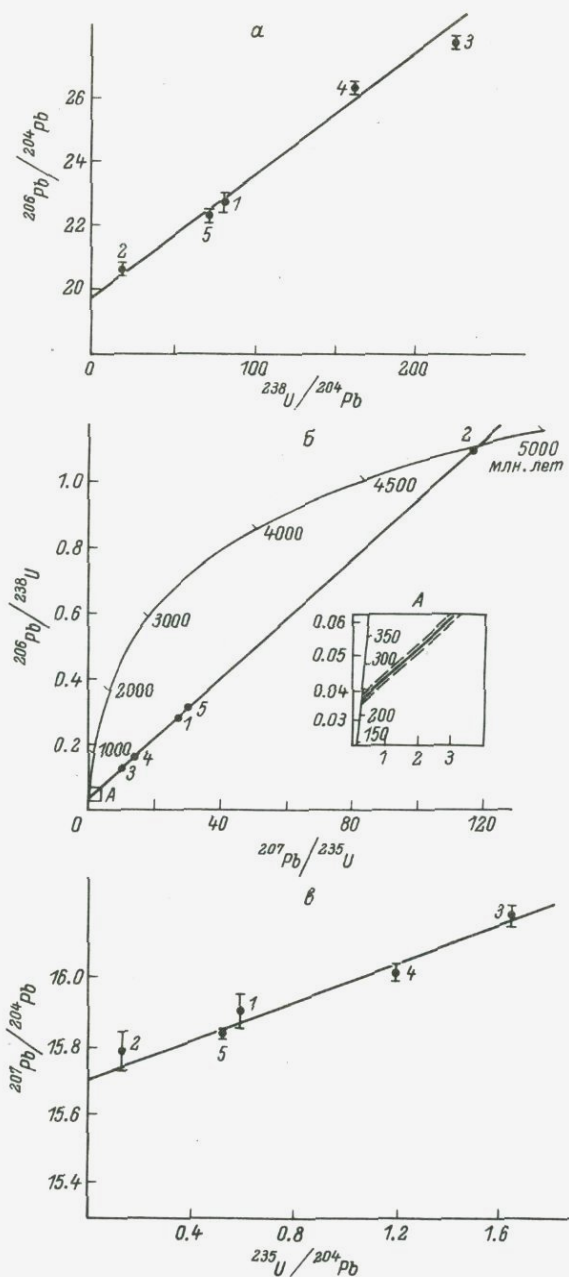


Рис. 2. Уран-свинцовые диаграммы (а-в) для проб силурийских черных сланцев (1-5).

$t$ , млн. лет: а -  $247 \pm 3$ ; б -  $230 \pm 7$ ; в -  $266 \pm 42$ .

Т а б л и ц а 2

Результаты изотопного датирования силурийских (углисто-глинистых) черных сланцев

Номер пробы	Краткая характеристика пробы сланца	Содержание, мкг/г		Изотопный состав, %				$t \left( \frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} \right)$	$t \left( \frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}} \right)$
		U	Pb	$^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}$	млн. лет	
1	С тонкими прожилками кварца	18.12	15.27	1.2673	28.803	20.162	49.767	332	309
2	С небольшим количеством новообразованного хлорита	17.12	60.43	1.3125	27.044	20.721	50.922	705	508
3	То же	76.63	24.68	1.1912	32.943	19.295	46.571	257	269
4	" "	64.48	28.44	1.2031	31.686	19.275	47.837	305	243
5	То же с тонкими прожилками кварца	63.57	59.17	1.2838	28.595	20.315	49.808	326	216
6	С тонкими прожилками новообразованного доломита	30.56	16.54	1.2783	29.258	20.056	49.407	225	-
7	То же	40.74	17.01	1.2248	30.890	19.572	48.313	253	208
Средний изотопный состав (поправочный) свинца в мелкокристаллическом вкрапленном галените, %				1	18.443	15.699	38.497		

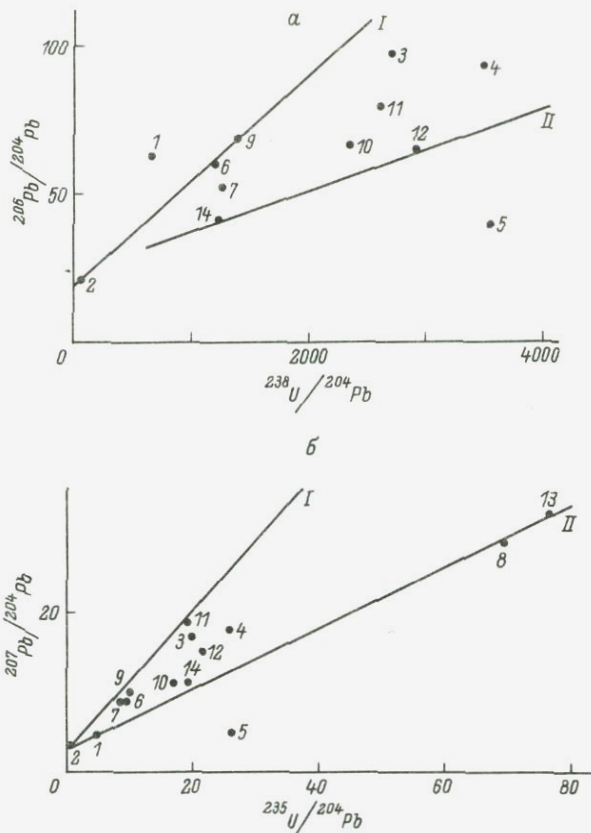


Рис. 3. Уран-свинцовые диаграммы (а, б) для проб метасоматически хлоритизированных пород (1-14).

I — изохрона силурийских черных сланцев; II — изохрона локальных проб настурана.

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} = (0.0092 \pm 0.0001) \frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}} + (0.0339 \pm 0.0010),$$

(6)

$$t = 230 \pm 7 \text{ млн. лет, СКВО} = 6.3.$$

Так же как и для настуранов, статистические веса образцов вычислялись как совокупность инструментальных ошибок, поэтому значения СКВО можно исследовать, сравнивая с табличным значением  $\chi^2_{\nu}$  (Шуколюков и др., 1974).

Табличное значение  $\chi^2_{0.05}(3) = 7.8$ , отсюда уравнения (5) и (6) соответствуют изохронной зависимости, в то время как параметры уравнения (4) — эрохронной, что свидетельствует о

наличии, наряду с экспериментальной, «геохимической» причины разброса точек относительно аппроксимирующей прямой. Одной из возможных такого рода причин может являться миграция промежуточных продуктов распада ( $Rn, R\alpha$ ) из рассеянного в сланцах  $^{238}U$ , установленная, в частности, для черных сланцев Швеции (Кобб, Капп, 1969).

Результаты изотопного анализа 14 метасоматически хлоритизированных пород с ранней урановой минерализацией приведены в табл. 3 и на графиках (рис. 3). На уран-свинцовых диаграммах экспериментальные точки не образуют линейной зависимости, что свидетельствует об эволюции уран-свинцовой системы этих пород в рамках модели, более сложной, чем двухстадийная.

Использование известных трехстадийных моделей (например, метода расчета возраста и времени наложенного процесса для  $U-Pb$  систем в 3-мерном пространстве, предложенного Л.А. Неймарком и О.А. Левченковым (1979)), также не приводит к удовлетворительным результатам, поскольку расположение части точек (№ 5, 8) ниже изохроны II свидетельствует о влиянии на изотопные соотношения урана и свинца физико-химических процессов моложе 100 млн. лет и соответственно о еще большем усложнении модели эволюции изотопов урана и свинца. Поэтому вопрос о времени формирования ранней хлорит-браннерит-коффинит-настурановой минерализации требует дальнейшего, более углубленного рассмотрения.

Попытаемся определить геологический смысл полученных возрастных данных. Выявленное значение возраста  $266 \pm 42$  млн. лет по валовым пробам силурийских черных сланцев является более молодым относительно времени их седиментации (430 млн. лет) и более древним по сравнению со временем формирования поздней гидрослюдисто-анкерит-настурановой минерализации (100 млн. лет).

Минералого-петрографические данные свидетельствуют о том, что наблюдаемая линейная зависимость по пробам черных сланцев не является случайной, т.е. мы не имеем дело с линиями смешения двух разновозрастных уран-свинцовых систем. Так, при проявлении поздней карбонатизации, являющейся, по-видимому, синхронной с формированием минеральной ассоциации возраста 100 млн. лет (табл. 2, пробы 6, 7), экспериментальные точки на уран-свинцовых диаграммах ложатся ниже линий регрессии (рис. 2). Такие же выводы можно сделать, нанеся изотопные данные по черным сланцам на графики в координатах  $^{206}Pb/^{204}Pb - ^{208}Pb/^{204}Pb$  и  $^{207}Pb/^{204}Pb - ^{208}Pb/^{204}Pb$ .

По нашему мнению, возраст  $266 \pm 42$  млн. лет датирует время привноса и перераспределения урана в черных сланцах, сопряженное с их метасоматической хлоритизацией, обусловленной протеканием интенсивных процессов тектоно-магматической активизации в раннепермское время (250–280 млн. лет).

Выявленное геологическое событие представляет несомненный интерес с точки зрения генетических концепций. Ряд исследователей рассматривают изученные силурийские черные сланцы, сингенетично обогащенные ураном, в качестве основного источника для по-

Т а б л и ц а 3

Результаты изотопного датирования метасоматически хлоритизированных сланцев с ранней хлорит-браннерит-коффинит-настурановой минерализацией

Номер пробы	Краткая характеристика пробы сланца	Содержание, %		Изотопный состав, %				$t\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}\right)$	$t\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}\right)$
		U	Pb	$^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}$	млн. лет	
1	Глинисто-слюдисто-хлоритовый, верхнего ордовика	0.0111	0.0017	0.842	53.473	13.617	32.068	421	95
2	То же	0.0120	0.0122	1.307	27.679	20.679	50.632	245	235
3	" "	0.095	0.00486	0.621	61.451	11.977	25.951	189	171
4	" "	0.177	0.00673	0.65	61.35	12.67	25.33	139	142
5	" "	0.1699	0.0040	1.034	42.181	16.881	39.904	51	24
6	" "	0.02289	0.00199	0.840	51.345	14.475	33.340	230	168
7	" "	0.107	0.0081	0.916	48.30	15.81	34.98	176	163
8	Глинисто-слюдисто-хлоритовый, нижнего карбона	0.1688	0.00287	0.536	66.643	12.017	20.804	72	95
9	То же	0.022	0.00174	0.794	54.83	13.89	30.49	234	169
10	" "	0.0425	0.00195	0.801	54.178	14.274	30.747	133	120
11	Тентакулитовый, среднего девона	0.107	0.0050	0.704	56.820	13.887	28.589	152	196
12	То же	0.123	0.0045	0.804	52.862	15.117	31.217	107	139
13	Глинисто-слюдисто-хлоритовый, силура	0.292	0.00562	0.430	73.01	10.03	16.53	93	98
14	Известковистый, силура	0.1902	0.01305	1.034	42.939	17.165	38.862	121	99

следующего формирования минерализованных зон. При этом предполагается, что в процессе выноса из них урана происходит обеднение этим элементом: первичные концентрации 30–60 мкг/г, современные – 5–18 мкг/г. Гипотеза же полигенного и полихронного формирования урановых зон предполагает дополнительный (гидротермальный) привнос урана в сланцы.

Полученные нами данные свидетельствуют в пользу последней гипотезы. В самом деле, в случае 50–80 %-ного выноса урана из вещества черных сланцев при значительном временном интервале – с момента образования пород до времени образования минерализованных зон – следовало бы ожидать выявления избытка радиогенного свинца, накопившегося в этот промежуток времени, и, как следствие, получения изотопных возрастов, превышающих возраст самих пород.

Время формирования поздней гидрослюдисто–анкерит–настурановой минерализации –  $100 \pm 5$  млн. лет назад – может быть отнесено к начальным стадиям альпийской эпохи тектоно–магматической активизации в процессе формирования полигенно–полихронных минерализованных зон.

Таким образом, проведенные исследования уран–свинцовых систем вмещающих черных сланцев и ураноносных метасоматитов подчеркивают определяющее значение процессов тектоно–магматической активизации в процессе формирования полигенно–полихронных минерализованных зон.

### Л и т е р а т у р а

К о б б Дж., К а л п Дж. Геохимия изотопов урана и свинца в шведском кольме и ассоциирующих с ним сланцах. – В кн.: Изотопы свинца в рудных месторождениях. М., 1969, с. 299–319.

Н е й м а р к Л.А., Л е в ч е н к о в О.А. Об одном методе расчета открытых уран–свинцовых систем. – Геохимия, 1979, № 5, с. 686–692.

Ч е р н ы ш е в И.В. Уран–свинцовая геохронология процессов формирования и преобразования гидротермальных урановых месторождений. – В кн.: Гидротермальные месторождения урана. М., 1978, с. 376–398.

Ш у к о л ю к о в Ю.А., Г о р о х о в И.М., Л е в ч е н к о в О.А. Графические методы изотопной геологии. М., 1974. 207 с.

П.Б. М о н ч е в, Е.Р. Д р у б е ц к о й

### ВОЗРАСТ ВИТОШСКОГО ПЛУТОНА ПО ДАННЫМ К-Аr МЕТОДА

Одним из наименее исследованных в геохимии и петрологии является вопрос о длительности формирования ассоциации магматических

горных пород, между которыми существует генетическая связь. Решение важнейших проблем геологии и особенно построение динамических моделей невозможно без оценки физической длительности процессов магматизма. Понимание и учет процессов затвердевания — обязательные условия методически правильного полевого изучения интрузивных образований и корректной интерпретации их строения и природы. Одной из основных причин, вынуждающих заниматься проблемой длительности магматических процессов, является необходимость выяснения геологического смысла получаемых значений возраста по разным «геохронометрам», например разным минералам, их соответствия определенным геологическим событиям.

Цель настоящего исследования — датирование по  $K-Ar$  методу отдельных пород многофазного Витошского плутона, выяснение их возрастных взаимоотношений и длительности образования плутона.

Общие сведения. Витошский плутон слагает ядро горы Витоша, в основании которой располагается г. София. В петрологическом отношении плутон изучен детально (Димитров, 1942) и некоторые другие авторы). По своему положению он относится к Среднегорской неинтрузивной зоне в Болгарии, которая прослеживается на западе в Восточной Сербии и в так называемой «банатитовой зоне» Южных Карпат. В глобальном масштабе эта зона является сектором Альпо-Гималайского пояса. Обрамление плутона представляет собою сравнительно гомогенный вулканогенно-осадочный комплекс с сенонским возрастом, образованный до внедрения плутона (Гочев, 1973). Контакты плутона резкие, а по мнению большинства исследователей, и субвертикальные. В структурном отношении Витошский плутон принадлежит к плутонам средней величины — около  $120 \text{ км}^2$ .

Согласно данным Х. Дабовского (1968), плутон представляет собой субвертикальное тело, имеющее форму линзы. П. Гочев (1973) характеризует Витошский плутон как серпообразное, почти цилиндрическое эллипсоидное тело с круто наклоненным к северо-западу «корнем», который уходит в юго-восточном направлении в андезитовую раму. Структурные, а также и ряд петрологических особенностей (в различной степени проявленная порфиroidность и др.) по главным разновидностям пород определяют габиссальный уровень внедрения плутона.

Плутон образован посредством четырех последовательных интрузионных импульсов (фаз), которые вынесли соответствующие парциальные магмы, образованные при абиссальной фракционной дифференциации одной общей коренной магмы, до места настоящего плутона (Димитров, 1942). Первой была интродирована габбровая магма, потом монцитовая, сиенитовая и наконец граносиенитовая. Из этих магм образованы соответствующие породы плутона. Взаимное расположение этих пород в плутоне, которые вложены клинообразно одна в другую с востока на запад, показывает, что центр каждой следующей фазы при образовании плутона был значительно передвинут к западу в отношении предыдущей интрузии.

Это последовательное ритмическое перемещение центра последующих интрузий в одном определенном направлении объясняется наличием одной трещины на месте настоящего плутона, послужившей началом его образования (Димитров, 1942). Образование Витошского плутона происходило, видимо, за счет последовательного ритмического расширения этой трещины, совпадающего с соответствующими фазами. Согласно С. Димитрову (1942), образование плутона представляло собой один долговременный процесс, который начинается абиссальной кристаллизацией коренной магмы и кончается дифференциацией *in situ* четырех парциальных магм.

Сообразно степени эрозионного среза, в современном обнажении фациальное строение плутона представляется четырьмя относительно различными в территориальном и хронологическом отношении группами пород: габбро, монцониты, лейкосиениты и жильные аплитовидные граносиениты и пегматиты. Кроме того, в приконтактных частях с габбро сформированы гибридные фации с характером монцогаббро, монцодиоритов и кварцевых диоритов. Некоторые авторы на основе микроструктурных исследований, детальных картировок и силикатных анализов отвергают самостоятельное существование лейкосиенитовой фазы.

Геологические соображения и радиоизотопные данные о возрасте Витошского плутона. Во всей Среднегорской неинтрузивной зоне широко распространены так называемые «ларамийские» интрузии. Геологическое определение их возраста базируется главным образом на их отношениях с фаунистически датированным верхнемеловым вулканогенно-седиментационным комплексом. По данным С. Бояджиева (1981), возраст этого комплекса лежит в интервале кониасантон-кампан, т. е. 88-70 млн. лет, в то время как другие исследователи (Чипчакова и Вапцарова, 1975) включают этот комплекс в интервал турон-кампан. Большинство Среднегорских плутонов находятся в ясных интрузивных взаимоотношениях с вулканогенно-седиментационным комплексом и изменяют его в зоне контакта.

По аналогии с другими «неинтрузиями» Среднегорской зоны для Витошского плутона тоже принимается ларамийский возраст (Димитров, 1942; Бояджиев, 1979). То обстоятельство, что плутон перекрывается в южном направлении Пернишским (приабон-олигоценским) бассейном, и тот факт, что плутон пересекает и контактно изменяет сенонский «андезитовый» комплекс, определяет геологические соображения относительно его возраста. По структурным соображениям считается (Гочев, 1973), что Витошский плутон синхронен наиболее позднему ларамийскому синорогеническому магматизму, проявленному, вероятно, к концу мастрихта. Полагают (Желев, 1982), что он образован в интервале кониас-начало мастрихта.

Радиогеохронологические измерения возраста Витошского плутона сравнительно ограничены по количеству и сосредоточены главным образом на монцонитовых породах. Велинов (1974) определил возраст для лейкомонцонитов по K-Ar методу (75-77) ± 5 млн. лет (пробы измерены в ГИ АН АрмССР).

Бояджиев и Лилов (1981) датировали биотит и калиевый полевой шпат одной пробы монцонита по методу изотопного разбавления с  $^{38}\text{Ar}$  (используя константы  $\lambda_k = 0,557 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$  и  $\lambda_\beta = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$ ) и получили соответственно 89 и 87 млн. лет. Мономинеральные фракции этой пробы также измерены в ИГЕМ АН СССР (Москва) и ГИ АН АрмССР (Бояджиев, 1981). Этот автор отмечает, что имеющиеся радиометрические данные не позволяют решить вопрос о «внутренней последовательности парциально образованных плутонов». Для циркона из монцонитовых пород плутона есть и один  $\text{U-Pb}$  возраст. По отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  получен возраст  $80 \pm 12$  млн. лет.

Методика исследования. Для полного сробования плутона были отобраны образцы из всех фациальных-видов пород. Было взято 9 проб из свежих пород, не затронутых гидротермальными процессами и выветриванием. Из каждой точки взята представительная проба с массой 2–4 кг. Из этого материала были получены мономинеральные фракции с чистотой не хуже 85–90% и размером зерен 0,25–0,10 мм. Ar определялся методом изотопного разбавления с трассером  $^{38}\text{Ar}$  в Геологическом предприятии для лабораторных исследований (ГПЛИ) в Софии и ИГД АН СССР (Ленинград). В ГПЛИ были измерены калиевые полевые шпаты, а в ИГД АН СССР – биотиты, амфиболы и плагиоклазы.

Аппаратура для изотопного анализа аргона в ГПЛИ состоит из двух основных частей: установка для выделения и очистки аргона и масс-спектрометр МИ-1305. Система выделения и очистки состоит из трех стальных реакторов, в которых производится плавка исследуемых проб (навеска 1–2 г), системы откачки (собрана на базе вакуумного блока масс-спектрометра МИ-1309), системы дозирования трассера и системы очистки аргона. Система очистки содержит металлический кальций (с рабочей температурой 600 °C), окись меди (с рабочей температурой 500–600 °C), ловушки, охлаждаемые до –100 и –160 °C, ловушки с активированным углем.

Система выделения и очистки цельностальная, с некоторыми стеклянными деталями. Она прогревается перед каждым опытом до 150–200 °C для удаления «памяти» предыдущего опыта. Система выделения и очистки состыкована с масс-спектрометром МИ-1305. Он снабжен двумя коллекторами – подвижным и неподвижным. Таким образом обеспечивается возможность для последовательного измерения отношений  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  и  $^{38}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ .

Содержание калия в пробе определялось методом фотометрии пламени на приборе Flapho-4 с относительной ошибкой от 2 до 5%. Возраст образца определялся по номограмме, которая рассчитана для констант  $\lambda_\beta = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ ,  $\lambda_k = 0,581 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ ,  $^{40}\text{K} = 1,167 \cdot 10^{-4} \text{ К}$  (по массе). Суммарная относительная аналитическая ошибка эксперимента оценивается около 5%.

Измерения амфиболов, плагиоклазов и биотитов, как отмечалось, были выполнены в ИГД АН СССР на комплексе аппаратуры для

Т а б л и ц а 1

Результаты К-Аг датировок в ГПЛИ (НРБ)

Номер образца	Минерал	Порода	К, %	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ РАД, нмм <sup>3</sup> /г	$^{40}\text{Ar}$ ВОЗД, %	Возраст, млн. лет
60	КПШ	КС	9.45	0.0271 (2)	55	74
61	Пл	КМД	3.50	0.00910(1)	70	67
	КПШ	КМД	10.46	0.0275 (3)	40	69
62	КПШ	КМД	10.18	0.0302 (3)	36	77
63	КПШ	М	10.59	0.0303 (2)	41	74
64	КПШ	КМ	9.05	0.0260 (2)	52	74
65	КПШ	КМ	9.48	0.0297 (3)	49	79
67	КПШ <sub>1</sub>	МАГ	10.91	0.0307 (4)	38	72
	КПШ <sub>2</sub>	МАГ	10.22	0.0272 (1)	63	72
68	КПШ	П	11.68	0.0302 (1)	36	67
	КПШ	П	6.94	0.0189 (4)	47	70
	(+Пл) Бт	П	6.97	0.0194 (3)	58	72

П р и м е ч а н и е. Условные обозначения: Пл - плагиоклаз, КПШ - калиевый полевоы шпат, Бт - биотит, КМД - кварцевый монцодиорит, М - монзонит, КМ - кварцевый монзонит, КС - кварцевый сиенит, МАГ - мелкозернистый аплитоидный гранит, П - пегматит.

изотопного анализа аргона (Друбешкой, Спрингсон, 1982). В нем использован масс-спектрометр МИ-1330, предназначенный для работы в статическом и квазистатическом режимах измерений. Помимо масс-спектрометра, в комплекс входит оригинальный «газовый прибор», предназначенный для подготовки аргона, выделенного из твердых образцов, к изотопному анализу. Оба прибора соединены on line.

Весь прибор подготовки проб имеет рабочий объем  $\sim 1000 \text{ см}^3$  вместе с реактором, прогреваем до температуры 250-300 °С и снабжен независимой системой откачки. Благодаря эффективному прогреву и откачке, прибор обладает низкими собственными фонами, а также низким эффектом памяти. Минимальное измеряемое количество радиогенного аргона составляет  $4 \cdot 10^{-8} \text{ см}^3$  с погрешностью  $\pm 1\%$  (бланк аппаратуры -  $2 \cdot 10^{-8} \text{ см}^3$   $^{40}\text{Ar}$ ).

Обсуждение радиогеохронологических результатов. Результаты измерения отдельных минеральных фракций, полученные в лабораториях ГПЛИ и ИГД АН СССР, представлены в табл. 1 и 2. Каждый результат в табл. 1 получен как средний из нескольких измерений (в скобках указано число отдельных измерений).

Из рассмотрения полученных данных видно, что практически все амфиболы из монзонитов и сиенитов дают К-Аг возраст в интер-

вале  $(80-84) \cdot 10^6$  лет, который может интерпретироваться как возраст кристаллизации 2-й и 3-й фаз интрузии. Несколько меньший возраст  $\sim (78-80) \cdot 10^6$  лет получен для биотитов из мелкозернистых гранитов и пегматитов последней, 4-й фазы. Основная масса калиевых полевых шпатов и все плагиоклазы дают значительно меньший K-Ar возраст, в диапазоне  $(68-75) \cdot 10^6$  лет, за исключением плагиоклаза (табл. 2, обр. 66), возраст которого сильно занижен за счет потери аргона, а также обр. 67 с явно избыточным Ar. Возможное объяснение цифр K-Ar возраста  $> 90 \cdot 10^6$  лет, полученных для трех амфиболов из пород 1-й и 2-й фаз, приведено ниже.

Рассмотрим возможную схему формирования этого интрузивного тела. Представляется целесообразным разделить весь процесс формирования такого тела на 2 интервала: 1) интервал внедрения магмы и ее кристаллизации, 2) посткристаллизационный интервал охлаждения.

Обычно момент внедрения магмы совпадает с геологическим возрастом интрузивного тела. В этом периоде заполнения камеры магмой все вещество в ней находится в расплаве и весь радиогенный аргон удаляется путем диффузии. Этот процесс продолжается и вблизи температуры кристаллизации минералов пород. По мере охлаждения система перемещается в диапазон переходных температур, в пределах которого часть дочерних атомов аргона аккумулируется в минерале, а часть теряется. В конце концов при определенной температуре (для данного минерала) потери становятся пренебрежимо малыми и накопление радиогенного аргона идет без всяких потерь.

Следовательно, процесс закрытия K-Ar изотопной системы любого минерала не является строго определенным событием, а занимает определенный диапазон времени (интервал закрытия системы). Суммарный эффект накопления радиогенного аргона за это время будет соответствовать некоторому значению возраста внутри интервала закрытия, под которым обычно имеют в виду «время закрытия изотопно-геохимической системы», а соответствующую температуру считают «температурой закрытия» системы. М. Додсон (1984) подробно рассматривает эту проблему и определяет температуру закрытия просто как температуру системы в момент времени, отвечающий ее кажущемуся возрасту.

По мере дальнейшего понижения температуры интрузивного тела все большее число K-Ar изотопно-геохимических систем минералов становятся закрытыми. Обычно относительная термическая устойчивость минералов в порядке убывания выглядит следующим образом: амфибол-мусковит-биотит-калиевый полевой шпат-плагиоклаз. Для нас важно, что, по петрографическим данным, амфибол образовался в начале процесса кристаллизации, что при хорошей устойчивости этого минерала к потерям аргона делает его весьма удобным для установления момента, близкого к окончанию кристаллизации.

Т а б л и ц а 2

Результаты К-Аг датировок в ИГД АН СССР

Номер образца	Минерал	Порода	К, %	$^{40}\text{Ar}_{\text{РАД}}$ , $10^{-9}$ г/г	$^{40}\text{Ar}_{\text{возд}}$ , %	$^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$	Возраст, млн. лет
60	Амф	КС	1.04	6.06	16	0.00499	84
	Бт	КС	6.92	37.6	6	0.00466	78
	Пл	КС	2.08	9.70	20	0.00400	67
61	Амф	КМД	0.44	2.90	26	0.00560	94
62	Амф	КМД	0.60	3.25	23	0.00464	78
63	Амф	М	0.48	2.90	28	0.00578	87
	Пл	М	0.94	4.73	35	0.00431	73
64	Амф	КМ	0.30	1.72	50	0.00492	83
65	Амф	КМ	0.44	2.60	18	0.00506	85
66	Амф	Г	0.25	1.64	41	0.00564	94
	Пл	Г	0.36	1.34	44	0.00318	54
67	Бт	МАГ	4.40	25.5	9	0.00497	83
	Пл	МАГ	0.65	8.44	9	0.01113	182
68	Бт	П	6.97	37.9	8	0.00466	78
81	Пл	Г	0.15	0.81	34	0.00462	78
82	Амф	АМГ	0.39	2.16	22	0.00475	80
	Пл	АМГ	1.20	5.64	8	0.00403	68

П р и м е ч а н и е. Условные обозначения: Амф - амфибол, Г - габбро, АМГ - амфиболовое монцогаббро (остальные обозначения см. в табл. 1).

О температурах закрытия есть много данных, полученных различными авторами (Turner, Forbes, 1976; Wagner et al., 1977; Harrison et al., 1979; Harrison, Berger, York, 1981). Эти оценки получены различными способами: данные из геотермических скважин, данные лабораторных экспериментов отжига и др. Здесь этот вопрос не будет подробно рассматриваться. Отметим только, что для амфибола эта температура находится (в зависимости от скорости охлаждения и способа оценки) в интервале 480–600 °С, для биотита – от 180 до 300 °С, для плагиоклаза – от 225 до 260 °С, для калиевого полевого шпата – от 150 до 225 °С.

Как было указано, полученные значения по отдельным минералам сиенита и монцонита 2-й и 3-й фаз близки между собой. Возрасты минералов из 4-й фазы (мелкозернистый гранит и пегматит) несколько ниже. Кристаллизация и охлаждение этих пород от ~700 до ~200 °С продолжались несколько миллионов лет и находятся в интервале 70–80 млн. лет. Менее ясным остается вопрос о самой ранней интрузии – габбро.

В соответствии с полученным возрастом по амфиболу >90 млн. лет подтверждается схема образования Витошского плутона по В. Желеву (1982), согласно которой существовал известный перерыв после внедрения габбровой магмы. С другой стороны, имея в виду вероятность присутствия избыточного Ar, нельзя исключать возможность, что и она близка по возрасту к другим фазам. Во всяком случае желательно получение дополнительной информации по независимым геохронологическим методам – Rb-Sr и трековому. Учитывая, что температура закрытия по Rb-Sr изохронному методу выше, чем по K-Ar методу, а температура закрытия по трековому методу ниже, можно получить более полную картину образования Витошского плутона.

## Л и т е р а т у р а

Б о я д ж и е в С. Среднеалпийският магматизъм от Средногорската зона в условията на телескопирана рифтогенеза. – Сп. на Бълг. геол. д-во, 1979, кн. 3, с. 224–236.

Б о я д ж и е в С. Калиево-аргонови изследвания на средноалпийските интрузии от Централното Средногорие. – Геохим., минер. и петрол., 1981, № 14, с. 28–46.

Б о я д ж и е в С., Л и л о в П. Калиево-аргонови определения на алпийските интрузии от Централното Средногорие. – Докл. БАН, 1981, т. 34, № 4, с. 549–551.

В е л и н о в И. Съотношения между основните типове хидротермално променени горнокредни вулканити и зеолитите в Западното Средногорие. – Изв. ГИ БАН. Минерогенезис, 1974, с. 395–405.

Г о ч е в П. Структурата на Витошкия плутон. – Изв. ГИ БАН. Геотектоника, 1973, кн. 21–22, с. 105–136.

Д а б о в с к и Х. Структура на неоплутонитите отожната ивица на Средногорието между София и Пловдив: Дисертация/ГИ БАН. София, 1968. 206 с.

Димитров С. Витошкият плутон. – Год. СУ, ФИФ, 1942, т. 38, кн. 3, ест. история, 89–173.

Додсон М. Теория возрастов охлаждения. – В кн.: Изотопная геология. М., 1984, с. 205–214.

Друбецкой Е., Спрингсон В. Новый комплекс аппаратуры для изотопного анализа аргона. – В кн.: Методические проблемы ядерной геологии. Л., 1982, с. 121–129.

Желев В. Характеристика и развитие на Витошката центральномагматогенна структура: Дисертация/ ГИ БАН. София, 1982. 242 с.

Чипчакова С., Вапцарова Я. Новые данные о возрасте верхнемелового комплекса в Центральном Среднегорье к востоку от города Панагюриште. – Докл. БАН, 1975, т. 28, № 5, с. 667–670.

Berger G., York D. Geothermometry from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating experiments. – Geochim. et cosmochim. acta, 1981, vol. 45, N 7, p. 795–711.

Harrison T.M., Armstrong R., Nasser C., Harakal J. Geochronology and thermal history of the Coast Plutonic Complex, near Prince Rupert, British Columbia. – Can. J. Earth Sci., 1979, vol. 16, p. 400–410.

Turner D.L., Forbes R.B. K–Ar studies in two deep basement drill holes: a new geological estimate in argon blocking temperature for biotite (abstract). – Trans. Amer. Geoph. Union (EOS), 1976, p. 353.

Wagner G., Reimer G., Jäger E. Cooling ages derived by apatite fission-track, mica Rb–Sr and K–Ar dating; the uplift and cooling history of the Central Alps. – Mem. Inst. geol. mineral. Univ. Padova, 1977, vol. 30, p. 1–27.

О.А. Левченков

## U–Pb ИЗОТОПНОЕ И РЕНТГЕНОГРАФИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ФАЗ ЦИРКОНОВ

Рентгенографическое изучение цирконов для целей геохронологии представляется важным по двум причинам. Во-первых, по данным рентгенографии можно судить о состоянии кристаллической структуры цирконов, т. е. о той части цирконового вещества, которая содержит наименее искаженную информацию об изотопном возрасте минерала. Во-вторых, величина параметров элементарной ячейки (ПЭЯ) может быть сама использована для расчета радиационного возраста циркона. Однако, прежде чем оценить возможности рентгенографии для решения этих двух задач, необходимо рассмотреть влияние ряда факторов на ПЭЯ цирконов.

Т а б л и ц а 1

ПЭЯ циркона и некоторых изоструктурных ему химических соединений

Соединение	$\alpha_0$ , пм	$c_0$ , пм
Циркон	660.3	597.9
Гафнон	658.1	596.7
Коффинит	699.4	626.3
Торит	714.2	632.7

Синтетический циркон, химический состав которого отвечает стехиометрической формуле, имеет значения параметров элементарной ячейки, равные  $\alpha_0 = 660.4$  пм,  $c_0 = 597.9$  пм (Salt, Harnung, 1967).

Изоморфное замещение циркония такими элементами, как Hf, U, Th, сопровождается изменением размеров ПЭЯ циркона, так как изоструктурные ему соединения этих элементов значительно отличаются размерами элементарной ячейки (табл. 1). Зная содержание элементов, соединения которых изоструктурны циркону, можно учесть по правилу Вегерда вносимые ими искажения в ПЭЯ минерала. Однако расчеты показывают, что при содержании Hf  $\sim 1.7\%$ , U и Th меньше 0.1% суммарные искажения  $\alpha_0$  и  $c_0$  в цирконе не превысят обычной точности рентгенографического анализа, равной 0.1 пм.

Кроме перечисленных выше элементов, в природных цирконах встречается более 50 других элементов, содержание которых значительно варьирует в зависимости от генезиса минерала (Липова, 1972; Speer, 1980). Наиболее стехиометричны цирконы из кимберлитов (Краснобаев, 1979). ПЭЯ таких цирконов в пределах аналитической неопределенности соответствуют значениям, характерным для синтетических ортосиликатов циркония (табл. 2).

Наибольшее количество элементов-примесей содержат метамиктные цирконы из пегматитов (Förnroos, 1982; Caruba, Iaconi, 1983). Элементарная ячейка таких цирконов достигает больших размеров:  $\alpha_0 = 673 \pm 2$  пм,  $c_0 = 603 \pm 2$  пм. Учесть влияние вхождения многочисленных элементов-примесей в структуру таких цирконов невозможно.

Метамиктизация. Радиационная природа метамиктного состояния цирконов признается многими исследователями. В настоящее время с помощью высокоразрешающей электронной микроскопии процесс метамиктизации кристаллического циркона визуализирован (Keiji e. a., 1981). Установлено, что деструкция кристаллической решетки связана с путями (треками) ядер отдачи. В пределах ядерных треков структура аморфна, а по обе стороны от трека решетка деформирована за счет появления вакансий и междоузельных атомов. Действие, оказываемое междоузельными атомами, почти на по-

рядок сильнее, чем действие вакансий, поэтому суммарным эффектом прохождения ядра отдачи через решетку циркона будет увеличение ПЭЯ. Переход циркона в метамиктное состояние ускоряется генетической неустойчивостью решетки, обусловленной большим количеством элементов-примесей (Пятенко, 1970; Краснобаев и др., 1974).

Пока циркон сохраняет кристаллическое состояние, можно ожидать корреляции между дефектностью структуры и дозой авторадииации ( $D$ ). Такая эмпирическая зависимость ПЭЯ от  $D$  была получена Холландом и Готтфридом при рентгенографическом изучении драгоценных цейлонских цирконов (Holland, Gottfried, 1955).

Согласно этой эмпирической зависимости, ПЭЯ циркона, равные  $\alpha_0 = 660.3 \pm 0.1$  пм и  $C_0 = 597.9 \pm 0.1$  пм для ненарушенного авторадиейацией минерала, возрастают в интервале  $D$  от 0 до  $3.5 \cdot 10^{18}$  расп./г:  $\alpha_0$  - экспоненциально, а  $C_0$  - линейно. Максимальные изменения  $\alpha_0$  и  $C_0$  соответственно достигают 1.4 и 1.7%. При  $D$ , превышающем  $3.5 \cdot 10^{18}$  расп./г, не происходит дальнейшего увеличения ПЭЯ. Это значение  $D$  рассматривается как пороговый уровень концентраций радиационных дефектов, по достижении которого в структуре циркона происходят существенные изменения, приводящие к появлению метамиктной фазы (МФ). Однако в литературе имеется и другая оценка порогового значения  $D$ , равная  $2 \cdot 10^{18}$  расп./г (Pellas, 1965).

Термическое воздействие. Циркон характеризуется значением коэффициента теплового расширения, равным  $4.5 \cdot 10^{-6} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$  в диапазоне температур 25–1300  $^\circ\text{C}$ , причем  $\alpha_{C_0} > \alpha_{\alpha_0}$ . Это делает его нечувствительным к термическим «ударам» (Speer, 1980). Вместе с тем поведение циркона при нагревании зависит от степени метамиктности (СМ). С повышением температуры рентгенограммы кристаллических цирконов изменяются незначительно, тогда как в метамиктных цирконах наблюдается восстановление кристаллической решетки, происходящее в интервале 300–1500  $^\circ\text{C}$  (Краснобаев и др., 1976; Törnroos, 1982; Caruba, Iaconi, 1983). Однако ПЭЯ отожженных метамиктных цирконов могут не совпадать с таковыми для синтетического циркона, что объясняется отличием их химического состава от стехиометрической формулы  $\text{ZrSiO}_4$ . В природных условиях кристаллическая структура полностью восстанавливается при более низких температурах: 250–300  $^\circ\text{C}$  (Gebaur, Grünfelder, 1978).

Давление. С увеличением давления в диапазоне 0–50 кбар  $\alpha_0$  и  $C_0$  соответственно уменьшаются на 0.76 и 0.43%. Однако эти изменения обратимые, так как при снятии давления ПЭЯ принимают первоначальные значения (Hazen, Finger, 1979). Структура циркона стабильна до давлений в 120 кбар. При дальнейшем сжатии минерала он приобретает шеелитовую структуру с ПЭЯ  $\alpha_0 = 471.2 \pm 0.2$  пм,  $C_0 = 1045 \pm 1$  пм. В диапазоне давлений 200–250 кбар циркон разлагается на  $\text{ZrO}_2$  с котуннитовой структурой и  $\text{SiO}_2$  со стишовитовой структурой (Liu Lingin, 1979).

Т а б л и ц а 2

## ПЭЯ цирконов из кимберлитовых трубок

Название и местонахождение кимберлитовой трубки	$\alpha_0$ , пм	$C_0$ , пм
Трубка Финш, Южная Африка*	660.42±0.04	597.96±0.03
Трубка Мир, Якутская АССР**	660.43±0.04	597.97±0.05
	660.32±0.04	598.03±0.09
	660.45±0.05	597.87±0.17
	660.25±0.03	597.79±0.08
Среднее ± $\delta$ (95%) v, %	660.36±0.15 0.023	597.92±0.17 0.028

\* По данным работы (Hazen, Finger, 1979).

\*\* Измерения выполнены на пробах, различающихся величиной навески.

Таким образом, наибольшие изменения ПЭЯ цирконов связаны с процессом метамиктного распада структуры минерала и присутствием в нем изоструктурных цирконию примесных элементов, влияние которых, по-видимому, в некоторых случаях можно учесть.

Свойственное цирконам, как и всем природным минералам, гетерогенное распределение элементов-примесей вызывает в пределах отдельных зерен, а тем более в состоящих из сотен и тысяч зерен анализируемых пробах широкие вариации физико-химических свойств. Обладая отличительными физико-химическими свойствами, кристаллическая и метамиктная фазы, а следовательно, их U-Pb системы, по-разному реагируют на изменение параметров внешней среды: температуру, давление и изменение флюидного режима. Как показывает практика изотопной цирконометрии, наибольшие искажения претерпевают U-Pb системы МФ.

Целью настоящего исследования было сопоставление данных рентгенографии и изотопного анализа Pb и U наиболее стойкой к внешним воздействиям части цирконов - кристаллической фазы (КФ). Коллекция минералов была представлена кристаллическими и полукристаллическими цирконами разного генезиса и возраста.

Методика и результаты исследований. Исследования методом рентгенографии поликристаллов были выполнены Р.С. Бубновой на рентгеновском дифрактометре HZG-4 с использованием фильтров  $CoK_2$ -излучения. В качестве внутреннего стандарта использован Се. Параметры элементарной ячейки рассчитывались по методу наименьших квадратов. Для очистки цирконов от возможных примесей и минеральных микровключений урановых минералов нерастертые кристаллы цирконов предварительно обрабатывались концентрированной  $HNO_3$  в течение 1 ч при 80 °С. Для удаления наиболее

измененной части цирконов, МФ, растертые минералы подвергались растворению в HF в гидротермальных условиях под давлением при температуре  $190 \pm 10$  °C в течение 4 ч (Макеев и др., 1980).

Доля растворенного в HF циркона зависела от степени метамиктности минерала и интенсивности кислотной обработки. В связи с этим выход нерастворившейся фазы (НРФ) варьировал в пределах 25–80%. Правильность результатов измерения ПЭЯ цирконов была проверена на цирконе из кимберлитовой трубки Мир, ПЭЯ которого не отличаются от таковых для синтетического циркона (табл. 1, 2). Действительно, полученные данные в пределах экспериментальной неопределенности совпали со значениями  $\alpha_0$  и  $C_0$  для синтетического циркона. Уменьшение навесок анализируемых проб цирконов из трубки Мир (табл. 2) и № 100 (табл. 3) с 50 мг до 8–10 мг существенно не сказалось на качестве анализа. Методика изотопного анализа Pb и U описана в работе (Макеев и др., 1978).

Рентгенографическое изучение показало, что у вещества НРФ цирконов размеры элементарной ячейки меньше, чем у необработанных кислотами минералов. Наибольшая разница в ПЭЯ установлена для метамиктного циркона 1316 (табл. 3, рис. 1). Растворение в HF кристаллических цирконов (пробы № БА-3, БА-4, В 2204) не сопровождается заметным изменением размеров  $\alpha_0$  и  $C_0$ . Суммируя данные рентгенографического изучения, можно сказать, что вещество НРФ цирконов имеет ПЭЯ, не превышающие значений  $\alpha_0 = 662$  пм,  $C_0 = 601$  пм. Низкие содержания U (табл. 3) и относительно близкие к синтетическому циркону ПЭЯ указывают на высокую степень упорядоченности кристаллической решетки НРФ природных цирконов.

U-Pb системы НРФ имеют значительно более высокую степень конкордантности, чем валовые пробы цирконов. Характерно, что около трети проанализированных НРФ оставались закрытыми химическими системами относительно Pb и U в течение интервалов времени в 2–3 млрд. лет (табл. 3). Наблюдаемая дискордантность U-Pb изотопных отношений в наиболее стойкой к внешним воздействиям части цирконов возникает не за счет потерь в условиях гипергенеза, а является отражением полиметаморфической его истории.

Наиболее простой моделью, объясняющей появление дискордантных U-Pb систем НРФ, представляется модель смешения либо конкордантных КФ двух разновозрастных генераций цирконов, либо конкордантной и дискордантной КФ зерен циркона одной генерации. Дискордантная фаза образуется путем потери радиогенного Pb из метамиктизированной части циркона в начальный период наложенного метаморфического воздействия. С повышением температуры метаморфического процесса до 300 °C (Gebaur, Grünenfelder, 1978) происходит восстановление кристаллической структуры циркона, в том числе и той части минерала, которая потеряла полностью или частично радиогенный свинец. Некоторая доля циркона с восстановленной структурой остается в кристаллическом состоянии до настоящего времени (Мельников, Левченков, 1985).

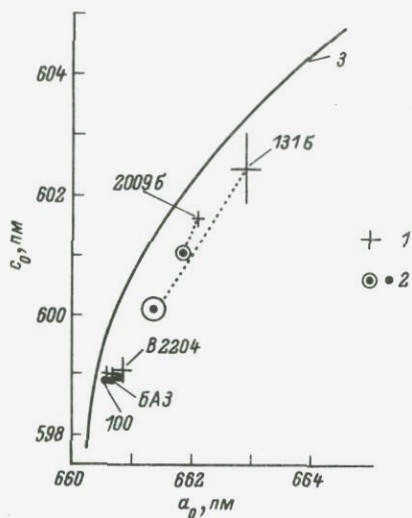


Рис. 1. ПЭЯ необработанных (1) и обработанных HF (2) цирконов.

3 - кривая Холланда-Готтфрида

На графике Везерилла точки проб НРФ, отвечающие модели смещения фаз, ложатся на дискордию, которая пересекает конкордию в двух точках. Верхнее пересечение соответствует возрасту кристаллизации циркона, а нижнее - времени наложенного метаморфического процесса.

Примером такой эволюции U-Pb изотопных систем могут служить соотношения изотопов Pb и U в НРФ цирконов из пород Каларского габбро-анортозитового комплекса (табл. 4, рис. 2). Возраст кристаллизации цирконов (2660 млн. лет) однозначно определяется ненарушенными U-Pb изотопными соотношениями в пробе циркона БА-1. Потери изотопов радиогенного Pb из НРФ цирконов БА-1 и 61-4 вызваны широко проявленным диафорезом в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма, происшедшего 1880 млн. лет назад.

При многократном нарушении замкнутости U-Pb систем НРФ цирконов экспериментальные точки на графике с конкордией не образуют линейных корреляций. Примером полиметаморфической истории является систематика U-Pb изотопных отношений цирконов из кварцевых порфиров Лехтинской структуры Восточной Карелии (рис. 3) (Левченков и др., 1985).

Отсутствие линейных корреляций между изотопными отношениями  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  цирконовых проб практически делает невозможным получение возрастной информации об основных этапах полиметаморфической истории датированного объекта по изотопным данным. Поэтому особо важным представляется возможность вычисления радиационного возраста по изменению величины ПЭЯ циркона.

Под радиационным возрастом понимается интервал времени, в течение которого под действием авторадии произошли определенные радиационные изменения кристаллической структуры циркона. Степень радиационных изменений кристаллической структуры циркона можно охарактеризовать изменением ПЭЯ. Поскольку D определяется двумя параметрами - содержанием радиоактивных элементов и временем накопления радиационных дефектов в структуре, то изменения ПЭЯ можно использовать для определения возраста кри-

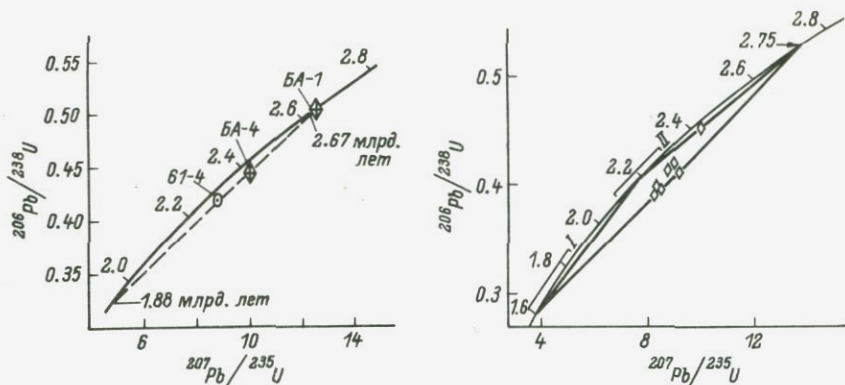


Рис. 2. График с конкордией цирконов Каларского массива.

Рис. 3. График с конкордией цирконов сумийских кварцевых порфиров (Восточная Карелия).

I – свекофенская активизация; II – образование основных вулканитов ятулия.

таллизации циркона или времени последнего отжига его структуры (Holland, Kulp, 1950).

Полученные для цирконов радиационные возрасты ( $t_p$ ), как правило, имели заниженные значения относительно изотопных датировок (Fairbairn, Hurley, 1957; Kouvo, 1958). Подобное занижение  $t_p$  некоторые авторы объясняли частичным отжигом радиационных дефектов в природных условиях (Юников, Овчинников, 1964), другие – отсутствием однозначной зависимости между изменением ПЭЯ и  $D$  (Липова, 1972; Краснобаев и др., 1976). Более поздними исследованиями (Макеев и др., 1980) показано, что наиболее вероятной причиной занижения  $t_p$  является завышение оценок  $D$  для полуметамиктных и метамиктных цирконов, поскольку МФ более богаты радиоактивными элементами по сравнению с КФ, тогда как ПЭЯ определяются только для КФ.

Радиационный возраст вычисляется по формуле, приведенной в работе (Hurley, Gottfried, 1953). Однако для этой же цели можно воспользоваться эмпирическими зависимостями  $\alpha_0 = f(D)$  и  $c_0 = f'(D)$  (Holland, Gottfried, 1955), постулируя их универсальность. Действительно, в общих чертах ПЭЯ цирконов различного генезиса и возраста повторяют зависимость  $c_0 = f^*(\alpha_0)$ , установленную для цейлонских цирконов (рис. 4).

Имеющиеся в литературе данные показывают, что ПЭЯ полукристаллических и кристаллических цирконов не превосходят значений  $\alpha_0 < 665$  пм,  $c_0 < 604$  пм, которые меньше предельных значений  $\alpha_0 = 666$  пм и  $c_0 = 606$  пм, измеренных для максимально на-

Т а б л и ц а 3

Изотопы свинца и урана в НРФ цирконов

Порода, номер пробы	Содержание, мкг/г		Измеренные изотопные отношения			Изотопный возраст, млн. лет		
	U	Pb	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$t\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}\right)$	$t\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}\right)$	$t\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}\right)$
Лехтинская структура Восточной Карелии								
Кварцевый порфир, 100	37.8	18.3	1160	0.1668	0.2444	2410	2280	2140
Остер-Вожемская структура Центральной Карелии								
Гранит-порфир: 1362	46.9	29.0	7560	0.2074	0.1174	2870	2840	2970
1363	51.2	32.2	2500	0.2101	0.1233	2870	2840	2800
Трондьемит, А 22 (галька из конгломератов)	173	86	835	0.2127	0.1784	2810	2530	2190
Семченская структура Центральной Карелии								
Габбро-диорит: 1	45.4	31.9	8420	0.2100	0.2741	2895	2865	2820
849	56.7	40.5	1450	0.2197	0.2741	2920	2875	2815
Палаламбинская структура Центральной Карелии								
Гранитоид, 189-1	72.8	52.6	7510	0.2384	0.0924	3090	3110	3140
Габбро, 94-78	90.7	57.0	2620	0.2070	0.1100	2845	2840	2830
Юго-Западная Карелия								
Гранитоид: 2008	113	60.4	840	0.2074	0.1941	2770	2570	2320
2009б	102	65.4	320	0.2283	0.2383	2740	2640	2520
Кольский полуостров								
Гранулит, 2004	81.5	45.6	6240	0.1722	0.1634	2560	2555	2550
Алданский щит								
Гранито-гнейс, Д 213-75	85.5	40.0	8310	0.1405	0.1958	2220	2210	2190
Каларский массив, Олекминская складчатая система								
Чарнокитоид: БА-1	68.0	41.9	5990	0.1826	0.2088	2660	2660	2670
БА-4	83.0	42.7	3740	0.1668	0.1705	2490	2440	2370
Эндербит, 61-4	111.2	56.6	1510	0.1615	0.2161	2380	2330	2280
Ганальский хребет, Камчатка								
Габбро-норит, Л-13	153	1.07	72.5	0.2536	0.6599	-	20	20

Примечание. 1. Используемые константы:  $\lambda_{^{238}\text{U}} = 0.155125 \cdot 10^{-9} \text{ лет}^{-1}$ ;  $\lambda_{^{235}\text{U}} = 0.984850 \cdot 10^{-9} \text{ лет}^{-1}$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 137.88$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.8$ ;  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.7$ .  
2. Точность измерения изотопных отношений  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  не превышает 2% (2σ).

Т а б л и ц а 4

ПЭЯ и радиационный возраст цирконов (по литературным данным)

Номер опыта	Порода, номер пробы, размер зерен (в мкм)	Содержание урана, мкг/г	ПЭЯ, пм		Радиационный возраст, млн. лет
			$\alpha_0$	$C_0$	
Южная Финляндия. Свекофенская эндогенная активизация (1500–1800 млн. лет)					
1	Выборгит, 29–KM	383	663.02 $\pm$ 0.10	602.31 $\pm$ 0.12	910
2	То же	383	663.00 $\pm$ 0.12	602.25 $\pm$ 0.14	790
3	Гранит рапакиви, 292–FP	–	661.95 $\pm$ 0.03	600.74 $\pm$ 0.08	851
4	Гранит рапакиви, 805–ML	492	662.35 $\pm$ 0.05	601.32 $\pm$ 0.05	799
5	То же, другая навеска	492	662.73 $\pm$ 0.05	601.87 $\pm$ 0.07	584
6	Рапакиви меланократовый, 35b–AS	228	661.67 $\pm$ 0.04	600.39 $\pm$ 0.06	793
7	Гранит рапакиви, 785–ML	–	662.94 $\pm$ 0.05	602.04 $\pm$ 0.08	749
8	Гранит Onas	292	661.96 $\pm$ 0.03	600.99 $\pm$ 0.03	890
9	Гранит I–Bodom	557	664.00 $\pm$ 0.14	603.82 $\pm$ 0.20	800
10	Гранит II–Bodom	–	662.22 $\pm$ 0.02	601.51 $\pm$ 0.04	466
11	Гранит рапакиви, 714–ML	–	663.30 $\pm$ 0.05	602.89 $\pm$ 0.12	473
12	Кварцевый порфир Åland	–	661.96 $\pm$ 0.08	601.04 $\pm$ 0.10	427
13	Кварцевый порфир, 297–FP	–	661.96 $\pm$ 0.16	600.65 $\pm$ 0.18	427
14	Кварцевый порфир, 299–FP	–	662.28 $\pm$ 0.16	600.28 $\pm$ 0.09	417
15	Гранодиорит Aulanko	–	663.06 $\pm$ 0.03	602.42 $\pm$ 0.05	817
16	Гранодиорит Urjala	–	664.05 $\pm$ 0.25	603.90 $\pm$ 0.17	844
17	Олигоклазовый гранит, 658a–MH	–	663.28 $\pm$ 0.05	602.97 $\pm$ 0.10	606
Южные Альпы. Эндогенная активность в период 180–200 млн. лет					
18	Гранито–гнейс, MAL 1, >75	1403	661.2 $\pm$ 0.2	599.8 $\pm$ 0.4	110
19	Гранито–гнейс, FM 7	1102	661.1 $\pm$ 0.1	598.8 $\pm$ 0.1	60
20	Парагнейс, FM 12	1028	661.8 $\pm$ 0.1	599.7 $\pm$ 0.2	160
21	Парагнейс, MAL 2, >75*	440	660.7 $\pm$ 0.1	598.4 $\pm$ 0.2	90
22	Парагнейс, MAL 2, 53–75*	473	661.4 $\pm$ 0.2	598.8 $\pm$ 0.2	160
23	Парагнейс, SEN 1, >75*	437	660.9 $\pm$ 0.1	598.8 $\pm$ 0.2	170
24	Парагнейс, CAŞ 1, 75*	532	660.7 $\pm$ 0.1	598.7 $\pm$ 0.2	120
25	Парагнейс, 2 FM 5, 75*	445	661.0 $\pm$ 0.1	598.9 $\pm$ 0.1	160
26	Парагнейс, 2 FM 5, 42–53**	705	661.0 $\pm$ 0.2	599.1 $\pm$ 0.2	130
27	Парагнейс, 2 FM 5, 42–53**	–	660.9 $\pm$ 0.1	599.0 $\pm$ 0.1	–
28	Парагнейс, 2 FM 7, >75*	488	661.1 $\pm$ 0.1	598.8 $\pm$ 0.1	150
29	Парагнейс, CH1 1, 42–53**	5500	661.6 $\pm$ 0.2	599.9 $\pm$ 0.4	20
			664.3 $\pm$ 0.1	602.5 $\pm$ 0.2	60
Юго–западная Гренландия. Метаморфизм в свекофенское время					
30	Гранито–гнейс, RC 483, 106–142*	420	663.0 $\pm$ 0.4	602.8 $\pm$ 0.4	1105
31	Гранито–гнейс, RC 483, 30–45*	354	662.8 $\pm$ 0.4	602.6 $\pm$ 0.4	1195
32	Гранито–гнейс, RC 483, 106–142**	–	662.0 $\pm$ 0.4	601.3 $\pm$ 0.4	–
33	Гранито–гнейс, RC 484, <30*	250	661.8 $\pm$ 0.4	601.4 $\pm$ 0.4	1340
34	Гранито–гнейс, RC 491, <45*	417	662.0 $\pm$ 0.4	–	915
35	Гранито–гнейс, RC 491, 84–106**	–	662.0 $\pm$ 0.4	601.8 $\pm$ 0.4	–
Южная Франция. Георгинский метаморфизм (~300 млн. лет)					
36	Зона А, неметаморфизованные осадочные породы	507	661.1 $\pm$ 0.1	598.9 $\pm$ 0.2	160

Т а б л и ц а 4 (продолжение)

Номер опыта	Порода, номер пробы, размер зерен (в мкм)	Содержание урана, мкг/г	ПЭЯ, пм		Радиационный возраст, млн. лет
			$\alpha_0$	$C_0$	
37	Зона В, неметаморфизованная осадочная порода	~630	660.9 $\pm$ 0.1	599.1 $\pm$ 0.2	160
Центральнобогемский Алгонкин (ЧССР). Каледонский и герценский метаморфизм (300-460 млн. лет)					
38	Неметаморфизованная осадочная порода	~490	661.3 $\pm$ 0.2	599.3 $\pm$ 0.2	230
Южная Норвегия. Каледонский метаморфизм (400 млн. лет)					
39	Гнейс, I, 36-58 <sup>жж</sup>	680	660.9 $\pm$ 0.1	599.7 $\pm$ 0.3	210
40	Гнейс, I, 125-160 <sup>*</sup>	360	660.9 $\pm$ 0.1	599.1 $\pm$ 0.1	270
41	Гнейс, II, 36-42 <sup>жж</sup>	740	661.2 $\pm$ 0.1	599.1 $\pm$ 0.1	140
42	Гнейс, II, 95-155 <sup>*</sup>	350	661.1 $\pm$ 0.1	598.9 $\pm$ 0.1	220
43	Кварцевый монцит, <100 <sup>*</sup>	270	661.0 $\pm$ 0.1	598.9 $\pm$ 0.1	300
44	Габбро, <42 <sup>*</sup>	200	661.0 $\pm$ 0.1	599.5 $\pm$ 0.1	630
45	Габбро, >90	580	661.0 $\pm$ 0.1	599.4 $\pm$ 0.1	230
46	Метааркоз, <58 <sup>жж</sup>	1100	660.5 $\pm$ 0.1	599.1 $\pm$ 0.1	100
47	Метааркоз, 58-100 <sup>*</sup>	300	660.7 $\pm$ 0.1	598.8 $\pm$ 0.1	210
48	Кварцит, 45-58 <sup>жж</sup>	420	661.0 $\pm$ 0.1	599.3 $\pm$ 0.1	270
49	Кварцит, 170-180 <sup>*</sup>	260	660.8 $\pm$ 0.1	598.9 $\pm$ 0.1	320

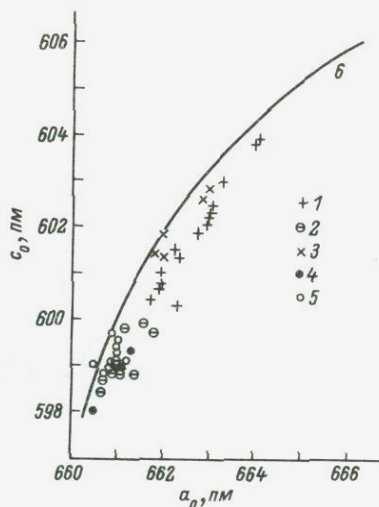
\* Немагнитная фракция.

жж Магнитная фракция.

Примечание. Данные взяты из работ: Kouvo, 1958 (№ 1-17); Köppel, Grünenfelder, 1971 (№ 18-29); Pidgeon, Hopgodd, 1975 (№ 30-35); Gebaur, Grünenfelder, 1977 (№ 36-38); Schärer, 1980 (№ 39-49).

Рис. 4. ПЭЯ цирконов различного возраста и генезиса (1-5).

Данные из работ: 1 - Kouvo, 1958; 2 - Köppel, Grünenfelder, 1971; 3 - Pidgeon, Hopgood, 1975; 4 - Gebaur, Grünenfelder, 1977; 5 - Schärer, 1980; 6 - кривая Холланда-Готтфрида.



рушенных авторадияций цирконов. Возможно, наблюдаемое некоторое смещение экспериментальных точек вправо от линии Холланда-Готтфрида вызвано изменением параметра  $\alpha_0$  вследствие вхождения в структуру циркона атомов примесных элементов. Для вычисления  $t_p$  использовали параметр  $C_0$ , линейно изменяющийся с увеличением  $D$ .

Расчитанные  $t_p$  для цирконов, как отмечалось выше, имеют более низкие значения, чем изотопные датировки, в том числе полученные K-Ar методом (Kouvo, 1958; Fairbairn, Hurley, 1957). Заниженные значения  $t_p$  характерны для цирконов как из докембрийских, так и из фанерозойских образований (табл. 4).

Получение заниженных значений  $t_p$  может быть обусловлено двумя причинами. Первая и основная - это присутствие в цирконах обогащенных U и Th рентгеноаморфных фаз, что приводит к значительному завышению оценок  $D$ , рассчитываемых для кристаллической фазы, которую характеризуют измеренные ПЭЯ. Второй причиной являются более низкие температуры (меньше 300 °C), при которых начинают накапливаться радиационные дефекты в структуре циркона, по сравнению с температурами закрытия изотопных систем, в том числе K-Ar систем мусковита, биотита и т.д. (Wagner e.a., 1977; Dallmeyer, 1978). По-видимому, заниженные значения  $t_p$  отражают влияние обоих эффектов, вклад каждого из которых определяется, с одной стороны, распределением радиоактивных элементов в структуре минерала, с другой - термической обстановкой в его посткристаллизационной истории.

Расхождение между  $t_p$  и  $t_{K-Ar}$  для цирконов из пород фанерозойского возраста в основном объясняется различием пороговых температур. Так, например, региональный метаморфизм амфиболитовой фации 450 млн. лет назад существенно перестроил U-Rb системы цирконов парагнейсов и гранитизированных осадков зоны Страна-Ченери (Южные Альпы). Последующий герцинский мета-

Таблица 5

ПЭЯ и радиационный возраст НРФ цирконов

Номер опыта	Порода, номер пробы	Содержание урана, мкг/г	Th/U	ПЭЯ, пм		D, 10 <sup>18</sup> расп./г	t <sub>p</sub> , млн. лет
				α <sub>0</sub>	с <sub>0</sub>		
Лехтинская структура, Восточная Карелия. t <sub>K-Ar</sub> = 1500-1900 млн. лет							
1	Кварцевый порфир, 100	58.6	0.87	660.01±0.14	599.24±0.19	0.41	1550±250
				660.88±0.08	598.9±0.2	0.30	1200±250
				660.81±0.08	599.1±0.9	0.36	1400±300
				660.71±0.09	599.05±0.35	0.34	1300±300
2	Кварцевый порфир, 100, НРФ	37.8	0.78	660.73±0.06	598.80±0.04	0.27	1580±50
Остер-вожемская структура, Центральная Карелия. t <sub>K-Ar</sub> = 1500-1900 млн. лет							
3	Гранит-порфир, 1362, НРФ	46.9	0.40	660.91±0.05	599.1±0.1	0.36	1800±150
4	Гранит-порфир, 1363, НРФ	51.2	0.40	660.96±0.12	598.98±0.28	0.33	1550±250
5	Конгломерат А-22, НРФ	173	0.48	660.96±0.12	599.5±0.4	0.49	750±200
Семченская структура, Центральная Карелия. t <sub>K-Ar</sub> = 1500-1900 млн. лет							
6	Габбро-диорит, 1, НРФ	45.3	1.02	661.03±0.05	599.6±0.1	0.52	2300±100
7	Габбро-диорит, 849, НРФ	56.7	0.92	661.13±0.09	599.9±0.3	0.61	2250±250
Район Палая Ламба, Центральная Карелия. t <sub>K-Ar</sub> = 1500-1900 млн. лет							
8	Гнейсо-гранит, 2031-2	89.2	0.42	661.53±0.08	600.50±0.13	0.80	2050±70
9	Гнейсо-гранодиорит, 189-1, НРФ	61.8	0.65	660.99±0.07	599.90±0.17	0.61	2150±150
10	Лейкогаббро, 94-78, НРФ	90.8	0.35	661.56±0.09	600.2±0.2	0.71	1850±150
11	Гранит, 130в, НРФ	720	0.37	662.2±1.3	601.9±1.9	1.2	470±200
12	Гранит, 1316	710	0.34	662.9±0.3	602.4±0.6	1.4	520±70
13	Гранит, 1316, НРФ	-	-	661.39±0.21	600.61±0.21	0.82	520±70
Район оз. Суо-Ярви, Юго-Западная Карелия. t <sub>K-Ar</sub> = 1500-1900 млн. лет							
14	Гранитоид, 2008, НРФ	113	0.55	661.76±0.05	600.61±0.09	0.83	1700±150
15	Гранитоид, 20096	292	0.65	662.07±0.07	601.59±0.12	1.12	950±150
16	Гранитоид, 20096, НРФ	81.8	0.46	661.84±0.06	600.99±0.12	0.94	2450±50
17	Гранитоид, 2009, НРФ	102	0.49	661.92±0.09	601.0±0.2	0.96	2100±150
18	То же	102	0.49	661.6±0.1	600.7±0.3	0.83	190±150
19	Гранитоид, 20116	495	0.40	663.08±0.17	602.87±0.32	1.51	800±80
Северная Карелия. t <sub>K-Ar</sub> = 1500-1900 млн. лет							
20	Чарнокитоид, 2204В	-	-	660.80±0.06	599.1±0.2	0.36	-
21	Чарнокитоид, 2204В НРФ	-	-	661.08±0.06	599.3±0.2	0.42	-
22	То же	53.9	0.52	660.95±0.06	599.16±0.15	0.38	1650±150
Район ст. Кица, Кольский п-ов. t <sub>K-Ar</sub> = 1500-1600 млн. лет							
23	Гранулит, 2004, НРФ	79.0	0.57	660.89±0.06	599.41±0.16	0.46	1400±150

Т а б л и ц а 5 (продолжение)

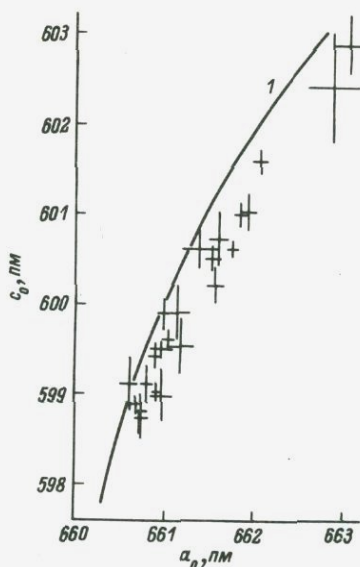
Номер опыта	Порода, номер пробы	Содержание урана, мкг/г	Th/U	ПЭЯ, пм		D, 10 <sup>18</sup> расп./г	t <sub>p</sub> , млн. лет
				α <sub>0</sub>	с <sub>0</sub>		
А л д а н с к и й   ш и т.   t <sub>K-Ar</sub> = 1700-1800 млн. лет.							
24	Гранито-гнейс, Д 213-75, НРФ	85.5	0.66	661.17±0.15	599.50±0.29	0.49	1350±250
О л е к м и н с к а я   с к л а д ч а т а я   с и с т е м а.   t <sub>K-Ar</sub> = 1110-1440 млн. лет							
25	Чарнокитоид, БА-1, НРФ	70.5	0.74	660.73±0.08	598.75±0.25	0.26	900±250
26	Чарнокитоид, БА-3	-	-	660.72±0.04	599.0±0.1	0.33	-
27	Чарнокитоид, БА-3, НРФ	100	-	660.65±0.04	598.8±0.1	0.27	700±100
28	Чарнокитоид, БА-4	-	-	660.60±0.07	599.0±0.2	0.33	-
29	Чарнокитоид, БА-4, НРФ	83.0	0.57	660.60±0.06	598.7±0.2	0.24	750±200
Г а н а л ь с к и й   х р е б е т,   К а м ч а т к а							
30	Габбро-норит, Л-13	153	-	660.53±0.05	597.95±0.08	-	-

П р и м е ч а н и е. Данные по t<sub>K-Ar</sub> взяты из работ (Геохронологические рубежи..., 1972)(№ 1-23) и (Геохронология докембрия..., 1968) (№ 24-29).

Рис. 5. ПЭЯ НРФ цирконов.

1 — кривая Холланда-Готтфрида.

морфизм также амфиболитовой фации, датируемый  $K-Ar$  методом по биотиту и мусковиту в 320 млн. лет, не сказался на  $U-Pb$  системах цирконов, так как они были перекристаллизованы во время каледонского метаморфизма. Появление в цирконах вновь образованных рентгеноаморфных метамиктных фаз, из которых мог бы мигрировать свинец, происходит за более длительные интервалы времени, чем 100–200 млн. лет. В дальнейшем (180–200 млн. лет назад) породы претерпели вновь прогрев, зафиксированный в  $K-Ar$  системах слюд западной части зоны Строна-Ченери.



Подобная многоэпизодная термическая история региона отразилась в усредненных оценках  $K-Ar$  датировок региона Южных Альп, которые были определены по изотопным  $K-Ar$  меткам терригенных минералов Адриатического моря и варьируют в диапазоне 100–150 млн. лет с преобладающим значением возраста 130 млн. лет (Крылов, 1984). Радиационный возраст цирконов с учетом более низких пороговых температур начала накопления радиационных дефектов в целом совпадает с  $t_{K-Ar}$  пород Южных Альп (табл. 4).

Занижение  $t_p$  цирконов из докембрийских образований, наоборот, в значительной степени может происходить из-за присутствия в них рентгеноаморфных, обогащенных  $U$  и  $Th$  фаз (табл. 4). Поэтому для исключения этой причины занижения  $t_p$  в данной работе ПЭЯ и  $D$  определялись для кристаллических фаз цирконов.

Расчеты показали, что изменения ПЭЯ изученных цирконов за счет изоморфного вхождения в их структуру  $U$  и  $Th$  не превышали экспериментальных ошибок. Все НРФ характеризуются  $D < 1 \cdot 10^{18}$  расп./г, свойственными для кристаллических цирконов (Липова, 1972). Радиационные возрасты рассчитывались по измеренным значениям  $c_0$  и  $U$  с использованием зависимости  $c_0 = f'(D)$  (Holland, Gottfried, 1955).

Возрастные определения выполнены для цирконов, отобранных из пород Балтийского и Алданского шитов и Олекминской складчатой системы (табл. 5). Измеренные по валовым пробам цирконов (2009 б, 2011 б)  $t_p$  имеют заниженные значения по сравнению с датировками для НРФ тех же минералов. Исключение представляет НРФ циркона А-22. Изотопный и радиационный возрасты этого

образца аномально низки и требуют дополнительного изучения.

Значения  $t_p$  для НРФ цирконов из геологических образований Балтийского щита отражают период свекофенской активизации эндогенных процессов (табл. 5). Радиационные возрасты цирконов Алданского щита и Олекминской складчатой системы также отражают заключительные этапы термической истории регионов и в пределах аналитической неопределенности совпадают с K-Ar датировками, выполненными по различным минералам. В целом намечается некоторое систематическое занижение  $t_p$  цирконов относительно  $t_{K-Ar}$ , что находит объяснение в более низкой пороговой температуре ( $\approx 300$  °C) начала накопления радиационных дефектов в структуре циркона по сравнению с температурами закрытия изотопных K-Ar систем минералов.

Вопросы, затронутые в этой статье, касаются только некоторых аспектов комплексного изучения цирконов методами рентгенографии и изотопного анализа Pb и U, содержащихся в них. Сочетание изотопных методов исследования с рентгеноструктурным анализом необходимо для решения многих вопросов, связанных с проблемой возрастной дискордантности цирконов, и прежде всего таких как оценка роли генетической и наведенной метамиктности в появлении расходящихся возрастов, а также вопроса, происходят ли потери свинца в гипергенных условиях исключительно из метамиктной рентгеноаморфной фазы или также из частично нарушенного авторадационной кристаллического вещества, и т.д.

Особого внимания заслуживает определение  $t_p$  по изменению ПЭЯ, что необходимо для правильной интерпретации нарушенных U-Pb изотопных соотношений в цирконах. Широкое использование в практике геохронометрии  $t_p$  требует дальнейшего повышения точности рентгенографического анализа, установления теоретической зависимости изменения ПЭЯ от  $D$ , детального изучения изменения ПЭЯ вследствие изоморфного замещения Zr в решетке циркона атомами других элементов. Решение этих вопросов будет способствовать повышению достоверности изотопных возрастных данных U-Pb метода по циркону.

## Л и т е р а т у р а

Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита / С.Б. Лобач-Жученко, К. О. Кратц, Э.К. Герлинг и др. Л., 1972. 192 с.

Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления / Э.К. Герлинг, И.М. Морозова, М.М. Мануйлова и др. Л., 1968. 332 с.

Краснобаев А.А. Минерало-геохимические особенности цирконов кимберлитов и вопрос их генезиса. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 8, с. 85-96.

Краснобаев А.А., Полежаев Ю.М., Юников Б.А., Новоселов Б.К. О радиационной и генетической природе метамиктности цирконов (по экспериментальным данным). - *Геохимия*, 1974, № 2, с. 261-276.

Краснобаев А.А., Полежаев Ю.М., Юников Б.А., Петришева В.Г. К проблеме метамиктного состояния цирконов. - В кн.: Аксессуары и рудные минералы Урала. Свердловск, 1976, с. 3-19.

Крылов А.Я. Изотопные методы в морской геологии. М., 1984. 120 с.

Левченков О.А., Яковлева С.З., Крылов И.Н. и др. К вопросу об изотопном возрасте сумийских кварцевых порфиров Лехтинской структуры Карелии. - В кн.: Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М., 1985, с. 154-161.

Липова И.М. Природа метамиктных цирконов. М., 1972. 160 с.

Макеев А.Ф. Радиационно-химические превращения цирконов и их применение в геохронологии. Л., 1981. 62 с.

Макеев А.Ф., Левченков О.А., Бубнова Р.С. Степень радиационных нарушений кристаллической структуры природных цирконов как мера геологического времени. - *Геохимия*, 1980, № 2, с. 175-182.

Макеев А.Ф., Левченков О.А., Овчинникова Г.В. и др. Изучение миграции свинца и урана в цирконах методом дифференциального растворения. - *Радиохимия*, 1978, т. 20, вып. 3, с. 439-445.

Мельников Н.Н., Левченков О.А. Двухстадийная модель развития гетерогенных уран-свинцовых систем в цирконах. - *Геохимия*, 1985, № 4, с. 478-485.

Пятенко Ю.А. О поведении метамиктных минералов при нагревании в связи с общей проблемой метамиктизации. - *Геохимия*, 1970, № 9, с. 1077-1083.

Юников Б.А., Овчинников Л.Н. О природном исправлении радиационных искажений структуры циркона и его геологическом значении. - *Геохимия*, 1964, № 7, с. 623-633.

Caruba R., Iacconi Ph. Les zircons des pegmatites de Narssârssuk (Groënland) - L'eau et les groupements OH dans les zircons métamictes. - *Chem. Geol.*, 1983, vol. 38, N 1/2, p. 75-92.

Dallmeyer R.D.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  incremental-release ages of hornblende and biotite across the Georgia Inner Piedmont; their bearing on late paleozoic - early mezozoic tectono-thermal history. - *Amer. J. Sci.*, 1978, vol. 278, N 2, p. 124-149.

Fairbairn H.W., Hurlley P.M. Radiation damage in zircon and its relation to ages of paleozoic igneous rocks in northern New England and

Adjacent Canada. - Trans. Amer. Geophys. Union, 1957, vol. 38, N 1, p. 99-107.

G e b a u e r D., G r ü n e n f e l d e r M. U-Pb systematics of detrital zircons from some unmetamorphosed to slightly metamorphosed sediments of Central Europe. - Contrib. Mineral. and Petrol., 1977, vol. 65, N 1, p. 29-37.

G e b a u e r D., G r ü n e n f e l d e r M. Low temperature recrystallization of zircon as a cause of discordant U-Pb data. - U.S. Geol. Surv. Open-File Rep., 1978, N 701, p. 133-135.

H a z e n R.M., F i n g e r L.W. Crystal structures and compressibility of zircon at high pressure. - Amer. Mineralogist, 1979, vol. 64, N 2, p. 196-201.

H o l l a n d H.D., G o t t f r i e d D. The effect of nuclear radiation on the structure of zircon. - Acta crystallogr., 1955, vol. 8, N 6, p. 291-300.

H o l l a n d H.D., K u l p J.L. Geologic age from metamict minerals. - Science, 1950, vol. 111, N 2882, p. 312-320.

H u r l e y P.M., F a i r b a i r n H.W. Radiation damage in zircon: a possible age method. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1953, vol. 64, N 6, p. 659-673.

K e i j i Y., T a k a y o s h i T., I c h i r o S. Application of lattice imagery to radiation damage investigation in natural zircon. - Phys. and Chem. Mineral., 1981, vol. 7, N 1, p. 47-52.

K ö p p e l V., G r ü n e n f e l d e r M. A study of inherited and newly formed zircons from paragneisses and granitised sediments of the Strona-Ceneri-Zone (Southern Alps). - Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 1971, Bd. 51, H. 2, S. 385-410.

K o u v o O. Radioactive age of some finnish pre-cambrian minerals. - Bull. Commiss. geol. Finlande, 1958, N 182, p. 5-70.

L i u L i n g i n. High-pressure phase transformations in baddeleyite and zircon, with geophysical implications. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1979, vol. 44, N 3, p. 390-396.

P e l l a s P. Étude sur la recristallisation thermique des zircons métamictes. - Mém. Musée nat. D'hist. natur. Sér. C. Sci. Terre, 1965, vol. 12, N 5, p. 227-253.

P i d g e o n R.T., H o p g o o d A.M. Geochronology of archaean gneisses and tonalites from north of the Frederikschåbs isblink, S.W. Greenland. - Geohim. et cosmochim. acta, 1975, vol. 39, N 10, p. 1333-1346.

S a l t D.J., H o r n u n g G. Synthesis and X-ray study of hafnium silicate. - J. Amer. Ceram. Soc., 1967, vol. 50, p. 549-550.

S c h ä r e r U. U-Pb and Rb-Sr dating of a polymetamorphic nappe terrain: the Caledonian Jotun nappe, southern Norway. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, vol. 49, N 2, p. 205-218.

S p e e r J.A. Zircon. - In: Orthosilicates. Reviews in Mineralogy. 5. Washington, 1980, p. 67-112.

T ö r n r o o s R. Composition of metamict zircon from Mozambique. - Bull. Geol. Soc. Finland, 1982, N 54, pt 1-2, p. 77-83.

W a g n e r G.A., R e i m e r G.M., J ä g e r E. Cooling ages derived by apatite fission track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: the uplift and cooling history of the Central Alps. - Mem. Ist. geol. e mineralog. Univ. Padova, 1977, vol. 30, p. 1-27.

Л.К. Л е в с к и й

#### К ВОПРОСУ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА ПОЛИМЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ

Любые измерения в той или иной степени отягощены погрешностями, и радиометрические определения возраста не являются исключением. Наряду с ошибками аналитического характера неизбежна вариация значений возраста за счет собственно геологических процессов, в силу чего все измеренные значения возраста (или во всяком случае подавляющее большинство) являются «кажущимися». Степень отклонения этих значений от «истинных» труднопредсказуема и неопределенна.

Если главной задачей изотопной геохронологии вообще, а докембрийской геохронологии в особенности является установление соответствия между изотопными данными и геологическими событиями, то следующей по важности задачей будет перевод кажущихся значений в истинные.

Рассмотрим следующую элементарную ситуацию. Кристаллизация вещества из расплава является тем процессом, время которого можно зафиксировать радиометрическими методами наиболее надежно, особенно если допустить абсолютную некогерентность радиогенного изотопа для кристаллизующейся фазы. Требование некогерентности не абсолютно строго, и, в общем, необходимым и достаточным условием будет изотопная гомогенизация исследуемой системы.

В указанном выше случае предыдущая история оказывается стертой и новое накопление радиогенного продукта начинается сразу же после закрытия изотопной системы. Следует, однако, заметить, что последнее далеко не всегда может совпадать с моментом

установления минерального парагенезиса, соответствующего данному химическому составу и условиям кристаллизации. Более того, закрытие изотопной системы является кинетическим процессом, и чем быстрее протекает кристаллизация, тем бóльшая степень соответствия времени кристаллизации и радиометрического возраста будет наблюдаться. Таким образом, даже в простейшем случае возможна дивергенция истинного и измеренного возраста геологического события.

Рассмотренная ситуация в большинстве случаев не реализуется. Наблюдаются потери и захват как материнских, так и дочерних изотопов в посткристаллизационное время, что приводит к омоложению или удревнению возраста породы. Процессы нарушения стабильности радиометрических систем не равнозначны для пород различного возраста. Наследование предыдущей возрастной информации (избыток или захват радиогенного изотопа) более вероятны для пород фанерозоя. Миграция изотопов, связанная с их потерей в посткристаллизационных процессах, более вероятна для пород докембрия. Разумеется, ни то, ни другое не является обязательным правилом.

Тем не менее для подавляющего большинства докембрийских пород характерно воздействие наложенных процессов, т.е. наличие одного (а чаще нескольких) этапов метаморфизма. Положение усложняется тем, что, с одной стороны, последующее событие, нарушающее равновесие изотопной системы, может и не фиксироваться петрографическими или минералогическими методами, а с другой — реакция различных радиометрических систем будет в общем случае неодинакова. Заметим в этой связи, что совпадение значений для различных радиометрических систем является вполне надежным указателем отсутствия метаморфических процессов в данном регионе. В то же время интенсивный последующий метаморфизм изначально разновозрастных пород может привести к нивелировке возраста, и, напротив, разновозрастные породы, попадающие на разный метаморфический уровень, могут показать различный радиометрический возраст.

Более того, обычно исследователи имеют туманное представление о флюидном режиме метаморфизма, направленности и скорости химических реакций, что имеет решающее значение для оценки масштаба изменений, происходящих с различными изотопно-геохронологическими системами. Так, рубидий-стронциевая система, по-видимому, вполне консервативна в сухих условиях гранулитовой фации и фиксирует время процесса (например, гнейсы Юго-Западная Гренландия), в то время как в гидротермальных условиях амфиболитовой фации эта система вновь уравнивается (или почти уравнивается).

Можно сказать, что каждая радиометрическая система фиксирует свой временной метаморфический срез, а все в целом дают определенную информацию о температурно-временной истории региона.

Вернемся к проблеме восстановления истинных значений возраста. Один из подходов к ее решению можно назвать «любовым».

Необходимым условием его реализации является обнаружение минерала или внутриминеральной фазы или, наконец, специфического обоустойчивого кристаллохимического положения, нарушение которых за счет наложенных процессов практически не фиксируется. Требуется, однако, дополнительные исследования, связанные с выяснением истинности полученного значения возраста. В общем случае совпадение результатов по различным радиометрическим методам является достаточно надежным критерием, так как воздействие любого наложенного процесса не может быть одинаковым для разных изотопных систем.

В частном случае, для изотопной системы цирконов, достоверность возрастных значений оказывается достаточно высокой, если точные экспериментальные данные, полученные для кристаллической фазы, оказываются на конкордии (кривой совпадающих значений возраста по  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ).

Вполне надежным критерием «истинности» будет также совпадение данных одного радиометрического метода в применении к различным минералам или к различным минеральным фазам (например, кристаллической и метамиктной фазам в цирконе). Количественное совпадение отклика фаз с различной устойчивостью изотопных систем на воздействие было бы в высшей степени случайным.

Другой подход заключается в применении формальных стохастического (Wasserburg, 1961) или графического (Wetherill, 1956) методов для коррекции искаженных возрастных данных. Подход Везерилла (конкордия-дискордия) может быть распространен как на применение различных радиометрических методов к одному объекту, так и на использование одного метода для датирования различных минералов (Levsky, Rublev, 1978) или различных фаз в одном минерале.

В случае графического построения реально установление времени кристаллизации, но только при однократном метаморфическом воздействии на систему. В этом случае верхнее пересечение конкордии с дискордией отвечает времени кристаллизации, нижнее пересечение — времени метаморфизма. Однако при многократном воздействии (вполне типичном для докембрийских пород) построение оказывается неопределенным и экспериментальные данные располагаются внутри треугольника или более сложной фигуры.

Вообще, поиск и применение формальных моделей для коррекции расходящихся возрастных значений имеют определенные ограничения, становящиеся особенно очевидными по мере увеличения количества и качества (точности) экспериментальных данных.

Представляется поэтому необходимым использовать иной, более эффективный, а главное более перспективный подход — физико-химическое изучение подвижности компонентов радиометрической пары с учетом внутренних параметров минерала-хозяина и внешних условий окружающей среды (Левский, 1964).

Очевидны два пути реализации этого подхода:

1) использование природных ситуаций, в которых часть «внешних» параметров (например, температура) может быть определена;

2) лабораторное моделирование природных процессов, наиболее точно имитирующее режимы посткристаллизационных воздействий, с использованием широкого круга минералов и изотопных систем.

В той или иной степени и тот и другой путь использовались ранее, однако отсутствуют исследования, где они используются совместно и в полной мере. Кроме того, объем информации для различных радиометрических систем неравноценен.

Изучению потерь радиогенного аргона (и других газов) из минералов посвящено значительное число работ, в то время как для стронция или свинца их явно недостаточно. Более того, большинство исследований по миграции радиогенного аргона выполнено в вакуумных условиях, а не в гидротермальных при повышенных  $p$ - $T$ -значениях. Вместе с тем вакуумные условия отнюдь нельзя считать нереальными. Стравливание летучих, выделяющихся из пород в процессе метаморфизма, определяет дефицит летучих компонентов на регрессивной стадии, с которой связано закрытие радиометрических систем. Следовательно, вероятность нахождения минералов в зоне нестабильности (квазивакуумные условия), что обуславливает их дегидратацию на этой стадии, достаточно велика.

В зоне нестабильности, скорее всего, реализуется односкачковый механизм миграции, управляемый уравнением, аналогичным уравнению химической реакции первого (или более высокого) порядка. В зоне устойчивости более вероятна объемная диффузия и соответствующее уравнение Фика.

Многочисленные исследования миграции газообразных радиогенных изотопов привели к пониманию необходимости оценки таких внутренних параметров, как энергия активации изотопов  $E$  и частотный фактор  $C$  (или коэффициент диффузии  $D$ ), и их достаточности (в первом приближении) для формального описания процесса миграции изотопов в кристаллической решетке. Очевидно, те же параметры могут использоваться для описания поведения других изотопов, представляющих интерес для геохронологии.

Современная экспериментальная техника позволяет реализовать практически все условия ( $p$ ,  $T$ ,  $\chi$ ), с которыми можно встретиться в природе. Информация о внутренних параметрах геохронологической системы: радиогенный и радиоактивный изотопы + минерал-должна быть получена во всем диапазоне давлений, температур и химического состава флюидной фазы.

В настоящее время становится все более очевидной значительная роль флюидов, в большей или меньшей степени сопровождающих процесс метаморфизма. Они обеспечивают ускорение процесса миграции изотопов, приводящего к гомогенизации изотопного состава в закрытых системах и потере изотопов (или их захвату) в случае открытых систем.

Очевидна в этой связи важность изучения химического состава летучих в зонах метаморфических реакций для понимания и количественной оценки поведения радиометрических систем. Достаточно сказать, что циркон — минерал, предельно устойчивый к потерям радиогенного свинца в чисто термических процессах, практически

Накопление и потеря радиогенного изотопа.

Объяснение в тексте.

неустойчив в щелочной среде, на что указывает, в частности, его поведение в зоне гипергенеза.

При реализации программы исследований в природных и лабораторных условиях следующие препятствия и ограничения должны быть приняты во внимание.

1. Априори неизвестна допустимость неизбежного лабораторного сокращения масштаба времени и связанного с ним увеличения температуры протекания реакций. Полная (или частичная) эквивалентность лабораторных и природных условий должна быть установлена в эксперименте.

2. Любая реконструкция возможна только в случае сохранения какой-то части изотопной информации после наложенного процесса. Рисунок, на котором показано накопление и потери радиогенного изотопа в посткристаллизационное время (простейший случай нарушения радиометрической системы), иллюстрирует сказанное.

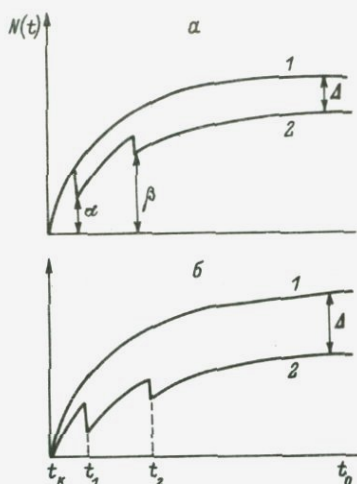
Кривые 1 на рисунке (а, б) отвечают накоплению радиогенного изотопа в отсутствие «возмущения». На кривых 2 показан эффект двух метаморфических событий (в общем случае  $n$  событий), отстоящих от момента кристаллизации  $t_k$  на время  $t_1$  и  $t_2$ . Принимается, что время метаморфического эпизода пренебрежимо мало по сравнению с возрастом объекта. В более общем случае, изображенном на рисунке (б), потери радиогенных изотопов имеют место также в промежуточное ( $t_k - t_1$ ) время. Если  $\alpha = 0$  (или  $\beta = 0$ ), то имеет место полная потеря изотопной информации и реконструкция  $t_k$  невозможна. Величина интегральной доли потери  $\Delta$  недостаточна для реконструкции  $t_k$ . Необходима информация о числе и характере ( $p, T, X$ ) метаморфических процессов.

Предполагаемая программа исследований сложна и трудоемка, но в настоящее время это единственный путь к пониманию расхождений между кажущимися и истинными значениями возраста и установлению между ними количественной связи.

#### Л и т е р а т у р а

Л е в с к и й Л. К. Возраст и термическая история каменных метеоритов и минералов. - Геохимия, 1964, № 7, с. 601-609.

L e v s k y L. K., R u b l e v A. G. The graphic method of analysis of discordant potassium-argon data. - Geochem. J., 1978, vol. 12, p. 69-74.



W a s s e r b u r g G.J. Crustal history and the precambrian time scale. - Ann. N.Y. Acad. Sci., 1961, v. 91, art 2, p. 583-594.

W e t h e r i l l G.W. Discordant uranium-lead ages. - Trans. Amer. Geophys. Union, 1956, vol. 37, N 3, p. 320-326.

Л.К. Л е в с к и й, Е.Р. Д р у б е ц к о й

## ИЗОТОПНАЯ СТРАТИФИКАЦИЯ МАНТИИ

### (ОБЗОР)

Изотопная гетерогенность мантии. Гетерогенность мантийного резервуара достаточно надежно устанавливается путем изучения вариаций изотопного состава Pb, Sr, Nd, Hf, благородных газов в абиссальных, островных, континентальных базальтах и ксенолитах мантийного и нижнекорового происхождения.

Химическая неоднородность мантии (неизбежно ведущая к изотопной неоднородности) отмечалась ранее на основании данных геохимических (Gast, 1968; Herzberg, 1984) и геофизических исследований, однако использование первичных и радиогенных изотопов указанных выше элементов позволяет изучить, наряду с латеральной и радиальной гетерогенностью, также эволюцию литосферы во времени.

Один из первых вопросов, возникающих при изучении эволюции мантии, касается времени и условий возникновения ее гетерогенности. Согласно гипотезе гетерогенной аккреции планеты, неомогенность мантий имеет изначальный первичный характер. Следует отметить любопытную особенность этой модели: химическая и изотопная гетерогенность неэквивалентны и первая не обязательно определяет наличие второй.

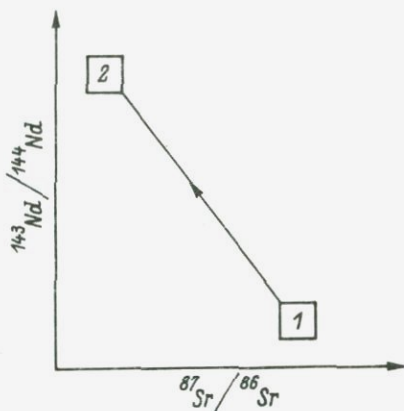
Практически при образовании Земли изотопный состав (так называемый «первичный» изотопный состав) элементов во всех компонентах планеты был приблизительно одинаков даже в случае химической неоднородности этих компонентов. Только после аккреции началось накопление радиогенных изотопов стронция, неодима, свинца, гафния. Единственным исключением, вероятно, являются дочерние продукты распада короткоживущих изотопов (например,  $^{129}\text{I}$ ,  $^{244}\text{Pu}$  и др.).

Модель гомогенной аккреции Земли, как и модель гетерогенной аккреции вряд ли реализуется в «чистом» виде. В действительности, по-видимому, более реальной является смешанная модель, однако характер аккреции остается неясным и дискуссионным.

Так или иначе, дальнейшая эволюция мантии была достаточно определенной и в общем однонаправленной по пути усложнения исходного резервуара. Если отнести образование Fe-Ni ядра к первым десяткам (?) миллионов лет от начала аккреции, то становится

Рис. 1. Изменение изотопного состава Nd и Sr в мантийном резервуаре.

1 - первичная мантия; 2 - деплетированная мантия.



понятной дальнейшая эволюция силикатной оболочки. При частичных выплавках и сепарации резервуара некогерентные элементы (K, U, Pb, Ti, Rb, Sr, легкие редкоземельные элементы, благородные газы) стремятся покинуть первичное вещество и переходят или в растущую кору (это очевидно), или (такие элементы, как K, Rb, Pb) в ядро (что гипотетично), или, наконец, образуют на глубине слой обогащенной этими элементами мантии. В простейшей модели эволюции первичной мантии кора и остающийся слой деплетированной мантии должны быть комплиментарны по отношению к исходному резервуару. Однако исследование нижнекоровых ксенолитов из южно-австралийских кимберлитов (McCulloch e. a., 1982) показывает, что комплиментарность может быть и не столь строгой. Для изученных ксенолитов характерны предельно низкие значения отношения Rb/Sr и относительное обогащение и обеднение легкими редкоземельными элементами. Нижняя кора имеет вместе с тем более высокие значения отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , чем предполагалось ранее.

Тем не менее изотопные данные в общем поддерживают простейшую «бокс-модель», в которой величина  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  увеличена для абиссальных базальтов по сравнению с исходной за счет уменьшения отношения Nd/Sm в деплетированной мантии, величина  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , наоборот, ниже из-за уменьшения отношения Rb/Sr в той же части мантии (рис. 1). В первом случае обеднение мантии приводит к увеличению концентрации радиоактивного  $^{147}\text{Sm}$ , во втором - к уменьшению содержания  $^{87}\text{Rb}$ .

При рассмотрении эволюции исходного резервуара оказывается удобным ввести величину  $\epsilon$  (De Paolo, Wasserburg, 1976), которая является мерой вариации изотопного отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  или  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в исследуемом объекте, вызванного изменением отношения Nd/Sm или Sr/Rb по сравнению с первичным значением, характерным для исходного резервуара. Особенно определенным является значение  $\epsilon_{\text{Nd}}$ , так как оно «безразлично» к выбору исходного резервуара, будь то хондритный или ахондритный.

Несмотря на 10-20-кратное увеличение абсолютного содержания редкоземельных элементов в ахондритах, отношение Nd/Sm и, следовательно, первичное значение величины  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (с точностью до различия во времени образования тех и других) по-

стоянно. Иная ситуация с отношением  $Rb/Sr$ . Если для хондритов оно равно  $\sim 0.25$ , то для ахондритов на два порядка меньше, а для Земли в целом  $0.029$ . При таком значении отношения  $Rb/Sr$  величина  $^{87}Sr/^{86}Sr$  будет эволюционировать от начального значения  $\sim 0.6990$  (близкого к ахондритной величине) до  $0.7045$ . Однако последняя величина, как и отношение  $Rb/Sr$ , для Земли справедливы в том случае, если корреляция между отношениями  $^{143}Nd/^{144}Nd$  и  $^{87}Sr/^{86}Sr$  была бы строгой. В действительности имеет место разброс экспериментальных данных и выбор величины  $^{87}Sr/^{86}Sr$  для Земли в целом в известной степени произволен. Мы вернемся к обсуждению этого вопроса позднее.

Более корректна изотопная систематика  $Nd$  и  $Hf$ , во всяком случае для областей океанических островных дуг и океанических островов (Patchett, White, 1984). Изотопы свинца выпадают из корреляционной изотопной систематики для  $Sr, Nd$  и  $Hf$ . Как для островных базальтов (слабо обедненная мантия), так и для базальтов срединноокеанических хребтов (обедненная мантия) значения отношений  $^{207}Pb/^{204}Pb$  и  $^{206}Pb/^{204}Pb$  располагаются на соответствующем графике справа от геохроны (прямой, на которой размещаются современные значения этих отношений изотопов свинца после эволюции от начальных первичных значений в подсистемах с различными  $\mu = ^{238}U/^{204}Pb$ ).

Измеренные отношения изотопов свинца в мантии, таким образом, нереальны (указывают на событие в будущем), и для объяснения этого парадокса мантийный резервуар должен иметь высокое значение  $\mu$ , в то время как значения отношений  $Rb/Sr$  и  $Sm/Nd$  в нем несущественно отличаются от средних величин.

Сходные результаты получены путем изучения изотопной систематики ксенолитов. В ряде работ (Zartman, Tera, 1973; Basu, Murthy, 1977) продемонстрировано, что вмещающие базальты и ксенолиты имеют различный изотопный состав  $Sr$  и  $Pb$ , т.е. ксенолиты не уравновешены с базальтами. Более того, изотопный состав  $Sr$  в отдельных минеральных фазах из некоторых ксенолитов показывает, что они изотопно гетерогенны: в оливине и ортопироксене в большинстве случаев содержится более радиогенный  $Sr$ , чем в сосуществующем клинопироксене. Зависимость отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  от отношения  $Rb/Sr$  в ряде случаев может служить указанием на сохранение информации о хронологии реликтовых мантийных событий, таких как время образования или последнего изотопного уравнивания. Такое событие для перцолитовых ксенолитов из Калифорнии отодвинуто до  $\sim 3.4 \cdot 10^9$  лет (Basu, Murthy, 1977), что указывает на «жесткое» поведение изотопных систем и трудность изотопной гомогенизации вещества для индивидуальных минералов даже на небольшом расстоянии.

Исследование геохимии изотопов  $Sr, Nd$  и  $Pb$  в восточноафриканских ксенолитах (Cohen e. a., 1984) указывает на их отличие от MORB (базальты среднеокеанических хребтов отвечают верхней деплетированной мантии), особенно в случае  $Pb-Sr$  и  $Nd-Pb$  корреляции. В этом отношении они, скорее, подобны

Оболочка Земли	$^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$	$^{130}\text{Xe}/^{136}\text{Xe}$
Деплетированная мантия	7.17–7.23	2.38–2.45
Недеплетированная мантия	$\leq 6.50$	$\leq 2.18$
Атмосфера	6.50	2.18

базальтам океанических островов (возможным представителям примитивной мантии).

Значительная вариация изотопного состава неодима ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  меняется от 0.51169 до 0.51306) и стронция ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  меняется от 0.7031 до 0.7333) в ксенолитах из верхней мантии и нижней коры (батолит из Сьера Невада (Domenick e.a., 1983)) указывает на изотопную гетерогенность мантии по вертикали и латерали в этом регионе.

Одной из нерешенных проблем является определение времени сохранения изотопной гетерогенности в той или иной части мантийного резервуара. Ожидается, что первичная мантия может сохранять достаточно длительное время (Herzberg, 1984) в ядрах конвектирующих ячеек. Разрешение вопроса, вероятно, лежит в использовании изотопов «сверхнекогерентных» элементов, т. е. благородных газов (Allegre e.a., 1983; Staudacher, Allegre, 1982; Hart e.a., 1983).

Особую роль играют изотопные отношения, связывающие первичные и радиогенные изотопы:  $^3\text{He}/^4\text{He}$ ,  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ,  $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ ,  $^{136}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ . Накопление  $^{129}\text{Xe}$  и  $^{136}\text{Xe}$  обусловлено распадом короткоживущих  $^{129}\text{I}$  ( $\tau_{1/2} = 17 \cdot 10^6$  лет) и  $^{244}\text{Pu}$  ( $\tau_{1/2} = 82 \cdot 10^6$  лет), практически полностью распавшихся к настоящему времени. Наличие вариаций в содержании радиогенных  $^{129}\text{Xe}$  и  $^{136}\text{Xe}$  в образцах мантийного происхождения определенно указывает на сохранение в течение длительного времени ( $\geq 4 \cdot 10^9$  лет) изотопно-консервативных регионов в мантии. В противном случае изотопная гетерогенность (см. таблицу), обусловленная распадом короткоживущих элементов, была бы нарушена.

При решении вопроса о гетерогенности мантийного резервуара благородным газам принадлежит особая роль. Изотопы благородных газов сравнительно легко приходят в равновесие, и, следовательно, можно ожидать, что их систематика в мантийных объектах позволит в конечном счете выработать изотопную характеристику оболочек Земли. Ведущая роль в изотопных исследованиях благородных газов отводится гелию в силу двух основных причин: большому (до четырех порядков величины) диапазону вариаций изотопного отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  и низкому содержанию гелия в атмосфере Земли (за счет его диссипации), что позволяет практически исключить фактор контаминации атмосферным гелием для большинства исследуемых объектов. Уникальные особенности гелия позволили использовать его изотопный состав в качестве важнейшей генетической метки происхождения флюидной фазы. Это привело к тому, что лишь на

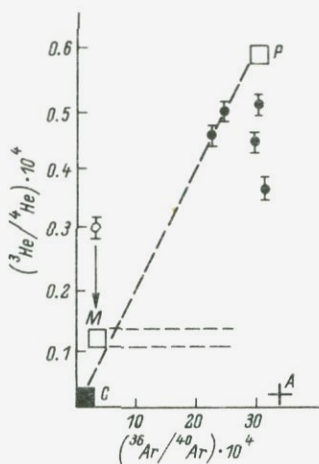


Рис. 2. Связь первичных и радиогенных изотопов гелия и аргона.

Темные точки — фенокристы в лавах Гавайских островов; светлая точка — дунит КК-17-5 из щелочных базальтов вулкана Лойхи (Канеока *е.а.*, 1983); Р — недегазированный мантийный резервуар с  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \geq 6 \cdot 10^{-5}$ ,  ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar} \approx 350$ ; М — дегазированная мантия типа MORB с  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \approx 1 \cdot 10^{-5}$ ,  ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar} \geq 20000$ ; А — атмосфера Земли; С — радиогенные (коровые) газы; светлый пунктир ограничивает область значений, характерных для базальтов MORB, а полужирный пунктир —

возможное положение линии смешения двух основных резервуаров благородных газов — коры и недеплетированной мантии; наклон линии смешения CP отвечает отношению  ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar} \approx 3$  для Земли в целом.

основании изотопии гелия некоторые исследователи выделяют различные (достаточно многочисленные) источники. Так, в работе (Craig, Rison, 1983) выделяется более пяти различных мантийных источников со специфическими изотопными отношениями  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ .

Если мы попытаемся сравнить характеристики первичных и радиогенных изотопов гелия и аргона в различных глубинных объектах, то оказывается (рис. 2), что данные для спектров толеитовых базальтов срединноокеанических хребтов будут ограничены узкой областью с отношением  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \approx 1 \cdot 10^{-5}$  при значительных вариациях отношения  ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$  (см., например, Kyser, Rison, 1982)). В эту же область попадают практически все известные ультраосновные ксенолиты (Hennecke, Manuel, 1975; Kaneoka *е.а.*, 1978, Tolstikhin *е.а.*, 1974). Разброс значений отношения  ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$  связывается большинством исследователей с примесью атмосферного аргона (точка А на рис. 2), и для мантии типа MORB принимаются значения  ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar} \geq 20000$  (точка М на рис. 2). Наиболее высокие, за исключением алмазов, о которых говорится ниже, изотопные отношения  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ , до  $6 \cdot 10^{-5}$ , вместе с низкими «квази-атмосферными» значениями  ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$  встречены в фенокристах лав Гавайских островов (Канеока, Такаока, 1980) и характеризуют слабодегазированную мантию так называемых «горячих точек» (источник типа Plum, точка Р на рис. 2).

Практически все имеющиеся экспериментальные данные по изотопному составу гелия и аргона в мантийных объектах оказываются

лежащими на линии смещения дегазированной мантии типа MORB (точка  $M$ ) и недегазированной мантии горячих точек (точка  $P$ ). Контаминация образцов атмосферными газами будет приводить к смещению точек вправо от линии смещения. Таким образом, все кажущееся разнообразие источников может быть сведено к существованию двух мантийных резервуаров (по крайней мере, для благородных газов).

Важно отметить, что элементное фракционирование, связанное с различием в коэффициентах диффузии гелия и аргона, будет приводить (и приводит) к появлению точек слева от линии  $M-P$ . Следует ожидать, что такое фракционирование может наблюдаться только в ультраосновных ксенолитах, обменявшихся гелием с вмещающими более глубинными щелочными базальтами, но сохранившими почти неизменным изотопный состав аргона. Можно предполагать, что именно такое фракционирование произошло в образце дунита из щелочных базальтов о. Лойхи (Гавайи) (Kaneoka *et al.*, 1983; Kurz *et al.*, 1983).

Говоря об источниках благородных газов в мантийных объектах, не следует забывать и о наличии такого важного резервуара, как земная кора (точка  $C$  на рис. 2). Здесь существенно отметить два обстоятельства: 1) породы коры являются источником в основном радиогенных газов, характеризующихся наиболее низкими ( $\sim 10^{-8}$ ) отношениями  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  и наиболее высокими ( $> 3 \cdot 10^4$ ) отношениями  ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ ; 2) отношение  ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}$  в породах коры существенно меньше теоретического из-за преимущественных потерь породами  $\text{He}$  (Толстихин, Друбейской, 1975). Следовательно, контаминация коровым материалом должна приводить в основном к увеличению отношения  ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$  при практически неизменном отношении  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ .

Учитывая сказанное, можно предполагать, что точка  $M$  на рис. 2 обязана своим существованием именно такому процессу и деплетированная мантия типа MORB вовсе не является «крайним членом», определяющим изотопные характеристики  $\text{He}$  и  $\text{Ar}$  в мантийных объектах, а отношение  ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$  в деплетированной мантии находится в диапазоне  $(1-3) \cdot 10^3$ .

Полученная линия смещения  $C-P$  близка к теоретически рассчитанной (Толстихин, Друбейской, 1978; Друбейской и др., 1979) и отвечает отношению  ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar} \approx 3$  для Земли в целом.

**Обогащенная мантия.** Выше отмечалась необходимость обогащенного источника в мантии для объяснения всей совокупности изотопных данных, в частности данных для свинца (Zindler *et al.*, 1982). Если не прибегать к специальным моделям, объясняющим появление резервуара с высоким значением  $\mu$  либо за счет обогащения ураном внешних оболочек Земли в конце аккреции, либо за счет непрерывного ухода свинца в ядро, то наиболее правдоподобное объяснение следующее: существует примесь к источнику MORB (и в еще большей степени — к источнику базальтов океанических островов) вещества обогащенной мантии. В том случае, если этот резервуар играет значительную роль в установлении мантийного

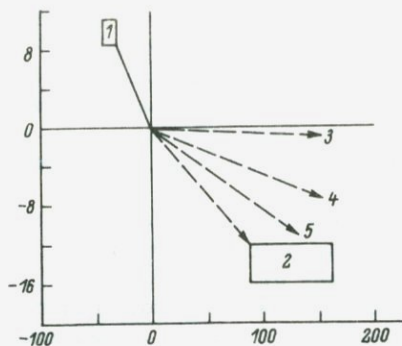


Рис. 3. Образование смеси деплетированного и обогащенного резервуаров в мантии.

1 — деплетированная мантия;  
2 — обогащенная мантия; 3 — океаническая вода; 4 — древняя кора; 5 — молодая кора.

ные значения  $\epsilon Nd$  и отрицательные  $\epsilon Sr$ , справа внизу — отрицательные значения  $\epsilon Nd$  и положительные  $\epsilon Sr$  (рис. 3). Наличие вариаций внутри MORB и островных базальтов, имеющих как крупномасштабный, так и мелкомасштабный характер (Dupre e.a., 1982), указывает на допустимость именно такой интерпретации. В этой связи существование и идентификация первичного мантийного вещества становятся проблематичными, так как области с  $\epsilon Nd = \epsilon Sr = 0$  могут относиться просто к смеси конечных членов.

В качестве причин возникновения мантийного резервуара, обогащенного некогерентными элементами, как в океанических, так и континентальных регионах обычно рассматриваются следующие:

1) добавление обогащенного компонента за счет расплавления древней океанической (Hofman, White, 1982) или континентальной коры (Cohen, O'Nions, 1982), погружающихся путем субдукции в нижнюю мантию;

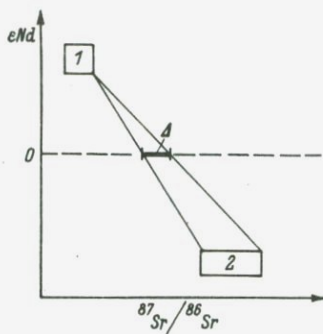
2) существование первичного обогащенного резервуара (Anderson, 1982);

3) обогащение мантии некогерентными элементами за счет процессов мантийного метасоматоза (Bailey, 1982; Vollmer, 1983; cCulloch e.a., 1983).

Изотопный состав обогащенного мантийного резервуара ограничен максимально возможными значениями  $\epsilon Nd$  и наивысшими значениями отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$ . Нельзя исключить наличие нескольких обогащенных мантийных компонентов. Мантийный метасоматоз может вызвать случайное и нередко сильное фракционирование U и Pb, но умеренное (20–100%) увеличение отношений  $Rb/Sr$ ,  $Nd/Sm$  и  $Th/U$ . Примесь вещества обогащенной мантии вызывает значительный сдвиг в изотопном составе свинца, но влияние этой примеси на изотопный состав неодима и стронция будет практически незначительно (Anderson, 1982).

Рис. 4. Неопределенность отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для Земли в целом.

1 - деплетированная мантия;  
2 - обогащенная мантия;  $\Delta$  - возможная вариация отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для Земли в целом.



Клинообразное уширение мантийного распределения в координатах  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  -  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ( $\epsilon\text{Nd} - \epsilon\text{Sr}$ ) от MORB к недеплетированному или обогащенному резервуару

(рис. 4) будет развиваться во времени, если в течение метасоматоза фактор фракционирования  $R_f = f(\text{Sm}/\text{Nd})/f(\text{Rb}/\text{Sr})$  варьирует. Мантийное распределение в таком случае отражает наиболее часто встречающееся значение  $R_f$ . Если это так, то величина отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для Земли в целом становится неопределенной (о чем говорилось выше) и его точное значение нельзя получить на основании Nd-Sr изотопной корреляции.

Изучение конкретных условий мантийного метасоматоза - механизма и характера флюидов - находится в зачаточном состоянии. Экспериментальные исследования равновесий флюидов и синтетического флогопита указывают на ключевую роль  $\text{CO}_2$  и требуют значительных концентраций щелочных элементов, а также Al и Si для реализации метасоматоза. Локализация источника флюидов неясна, однако очевидно, что он постоянно действует и возобновляется, на это указывает повторяющаяся активность щелочного магматизма от докембрия до настоящего времени (Bailey, 1982). Большинство гидратированных минералов в ксенолитах находятся в приблизительном равновесии с мантией, на что указывают измерения изотопного состава кислорода, однако эти данные не позволяют установить характер источника воды в этих минералах - первичный или субдукционный.

Изотопные данные по Nd и Sr, а также измерения содержания следовых элементов в базальтах и ксенолитах указывают на наличие, по крайней мере, двух процессов обогащения, действующих в верхней мантии (реально, по-видимому, имеется широкий спектр таких процессов).

Изотопные отношения Pb, Sr, Nd в источниках кимберлитов могут свидетельствовать как об их обеднении, так и обогащении. В частности, для южно-африканских кимберлитов отмечаются две группы (Smith, 1983), одна из которых (II) имеет высокие отношения Rb/Sr и низкие U/Pb. Другая (I) имеет более высокую концентрацию радиогенных свинцов (рис. 5). Источник группы I

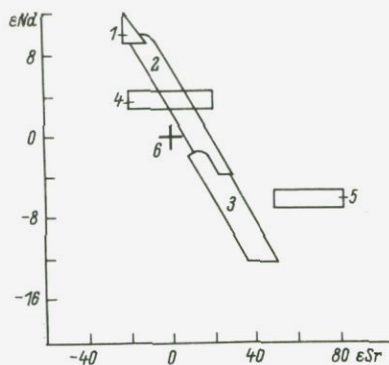


Рис. 5. Изотопная систематика Nd и Sr в кимберлитах.

1 - MORB; 2 - островные базальты; 3 - диопсиды из перidotитовых ксенолитов; 4, 5 - кимберлиты группы I и II соответственно; 6 - Земля в целом.

был обогащен 500-1000 млн. лет назад, и это обогащение не связано с молодым метасоматозом или интрузивными процессами ( $\approx 300$  млн. лет), которые фиксируются кимберлитами.

Альтернативой мантийному метасоматозу является возможность примеси корового компонента, обогащенного радиогенными изотопами Sr и Pb. Гиперболическая зависимость между отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и содержанием стронция, хотя и не является диагностическим признаком, может подтвердить существование такой композиции.

Существует, однако, ряд признаков, по которым можно исключить возможность корового загрязнения (Brooks e.a., 1976):

- 1) ограниченная вариация отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в вулканических породах, в то время как ожидается значительный разброс этого отношения в коровом компоненте;
- 2) сохранение нормального состава пород (например, толеитов), несмотря на широкую вариацию изотопного состава и, следовательно, вариацию природы и количества загрязняющего компонента;
- 3) обычное отсутствие корреляции между изотопными отношениями для Sr и Pb;
- 4) наличие изохронных зависимостей для океанических областей, где возможность сиалического загрязнения ограничена.

Более тонкой ситуацией в смысле возможных загрязнений является загрязнение внутри мантийного резервуара. Возможны следующие варианты: а) смешение гетерогенного мантийного вещества; б) селективное расплавление гетерогенного вещества, одинакового или различного возраста; в) неравносное расплавление гомогенной мантии, при котором отдельные минеральные фазы сохраняют изотопную неравновесность.

При решении проблемы существования первичной мантии как самостоятельного мантийного резервуара, а не как смеси конечных членов мантийного распределения определенную роль может играть исследование изотопного состава благородных газов в континентальных базальтах и ксенолитах из области обогащенной мантии. Низкое отношение  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} \sim 300-400$ , характерное для образцов недеплетированной мантии, может соответствовать и веществу обогащенной мантии, особенно если обогащение обязано субдукции

океанической коры, несущей осадки, насыщенные атмосферным аргоном ( $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295.6$ ). Однако высокое отношение  $^3\text{He}/^4\text{He} \approx 10^{-5} - 10^{-4}$  для недеплетированной мантии не может быть обусловлено этим процессом и, скорее всего, характерно для первичного недифференцированного резервуара.

Мантийные изохроны. В большинстве случаев (о некоторых из них говорилось выше) возраст ксенолитов превышает возраст вмещающих базальтов. Изотопные отношения (первичные) для Sr, Nd, Pb, исправленные на возраст базальтов и помещенные на соответствующие изохронные графики, нередко указывают на существование определенных трендов, которые можно рассматривать как «мантийные изохроны». Если изохроны несут возрастную информацию, то это свидетельствует о времени существования консервативных областей в мантии, во всяком случае по отношению к исследуемым следовым элементам.

Например, для изотопов свинца это означает, что мантийный источник с гомогенным U/Pb отношением ( $\mu = \text{const}$ ) разделяется на подсистемы с различной величиной  $\mu$ . После развития подсистем в течение некоторого времени  $t$  изотопный состав свинца в них соответствует линии — мантийной или вторичной изохроне, наклон которой пропорционален  $t$ .

Так, данные для базальтов океанических островов (Гавайи) (Tatsumoto, 1978) соответствуют наклону мантийной изохроны  $\sim 1 \cdot 10^9$  лет, в то же время наклон линии для исландских образцов и прилежащих MORB дает возраст  $(1.5 \pm 0.5) \cdot 10^9$  лет. Область обогащенного мантийного источника для острова Кергулен также характеризуется древним возрастом  $(1.5 - 2.5) \cdot 10^9$  лет (Dossó, Murthy, 1980), хотя в ряде случаев время мантийского метасоматоза может быть сравнительно небольшим ( $\ll 200$  млн. лет), как для базальтов из Нунивака (Menzies, Murthy, 1980). Аналогично совокупность изотопных данных по Sr для океанических толеитов (Brooks e.a., 1976) определяет линию (скорее, тренд) с наклоном, соответствующим  $1.6 \cdot 10^9$  лет. Однако данные по Sm-Nd систематике дают более сложную картину, в которой не удается выделить совокупность точек, отвечающих прямолинейной зависимости.

Для внутриконтинентальных областей щелочного вулканизма наблюдается подобная картина. Изотопный состав свинца в нодулях из кимберлитов (Kramers, 1977) соответствует тенденции для океанических базальтов и определяет мантийную изохрону  $\sim 1.6 \times 10^9$  лет.

Приблизительные изохронные корреляции по отношениям Rb/Sr и Sm/Nd для ксенолитов из южно-австралийских кимберлитов (McCulloch e.a., 1982) дают соответственно возраст 2470 и 2350 млн. лет, который примерно соответствует времени появления негативной европиевой аномалии в постархейских осадках, что, в свою очередь, свидетельствует о крупномасштабных расплавах в коре в это время.

Рекордно высокий возраст (модельный) по Sm-Nd, равный  $4.2 \cdot 10^9$  лет, получен для образцов эклогитовых нодулей из кимбер-

литов (Jagoutz e.a., 1983). Изотопный состав в клинопироксене предельно примитивен ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70092 \pm 2$ ). Стронций с таким изотопным составом мог находиться в резервуаре с отношением  $\text{Rb}/\text{Sr}$ , отвечающим хондритному, не более 200 млн. лет.

Высокая радиогенность изотопного состава Nd ( $\epsilon \text{Nd} = 614$ ) требует предельной деплетации легких редкоземельных элементов ( $\text{Ce}/\text{Yb} < 125$ ), которая могла быть установлена в течение субдукции или во время гранулитового метаморфизма при почти полной экстракции некогерентных элементов из клинопироксена и граната.

Наряду с возрастной оценкой вышеуказанных возрастных трендов, отвечающих сохранению консервативных участков мантии в течение определенного времени до вулканизма, существует иная точка зрения. Так, считают, что ряд обстоятельств может привести к образованию псевдохрон, не имеющих прямого возрастного смысла. Такие псевдохроны смещения образуются, если в качестве одного из конечных членов принять коровый компонент. (Критерии исключения примеси коры обсуждались выше).

Некоторые ограничения на изохроны смещения за счет мантийных компонентов следуют из рассмотрения U-Pb систематики. U-Pb изотопные подсистемы не могут развиваться в сравнительно недавнее время в гомогенном источнике, сколь бы сильное фракционирование U и Pb не наблюдалось. Это обусловлено значительно более коротким периодом полураспада  $^{235}\text{U}$  по сравнению с  $^{238}\text{U}$ . Поэтому в системе, где происходило недавнее фракционирование U и Pb, невозможно ожидать существенной вариации величины  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ .

Окончательный вывод: хотя мантийные изохроны могут не всегда иметь прямой возрастной смысл, изотопная эволюция компонентов смеси требует определенного времени при данном интегральном отношении материнского и дочернего изотопов.

**Алмазы.** Алмазы являются своеобразными ксенолитами, несущими исключительно ценную информацию об изотопной стратиграфии мантии, хотя возможно и решение обратной задачи — по изотопному составу установить время и место происхождения алмазов.

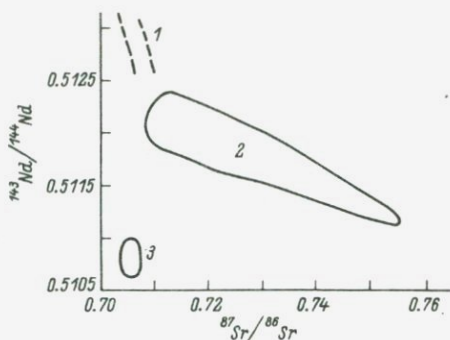
До сих пор дискуссионной является проблема идентификации алмазов: как ксенокристаллов или фенокристаллов для кимберлитовой магмы. Данные по изотопному составу углерода и азота указывают на известную связь изотопного состава алмазов и вмещающих пород.

Общий размах вариаций  $\delta^{13}\text{C}$  для крупных алмазов от  $-10.5$  до  $-5.5$  (в промилях), для небольших кристаллов  $-10 < \delta^{13}\text{C} < -4.6$ . Аналогичный размах для карбонатов из соответствующих кимберлитов:  $-11.8 < \delta^{13}\text{C} < -5.5$  (Javoy e.a., 1984). Очевидно, вариации изотопного состава углерода отражают сложную историю кристаллизации внутри мантийного резервуара, в котором происходило фракционирование изотопов.

Для алмазов из южно-африканских кимберлитов (Трубки Премьер и Финш) отмечается связь между изотопным составом углерода в

Рис. 6. Изотопная система-тика Nd и Sr в кимберлитах и включениях в алмазах.

1 - мантийная последовательность; 2 - кимберлиты и гранатовые концентраты в них; 3 - включения в алмазах.



алмазах и химическим составом силикатных включений в алмазах (Deines e.a., 1984).

Для алмазов, содержащих перидотитовые включения, с увеличением  $\delta^{13}\text{C}$  наблюдается более низкая концентрация  $\text{SiO}_2$  в оливине и более высокая концентрация  $\text{FeO}$  и  $\text{CaO}$  в гранате. Для алмазов с эклогитовыми включениями с увеличением  $\delta^{13}\text{C}$  уменьшается  $\text{SiO}_2$  и увеличивается  $\text{CaO}$  и  $\text{Ca}/\text{Ca} + \text{Mg}$  в гранате и клинопироксене. Алмазы с более высокими значениями  $\delta^{13}\text{C}$  кристаллизуются в более глубоких слоях мантии при более высоких  $p$ - $T$  условиях, определяющих распределение элементов во включениях. Сказанное выше равносильно указанию на существование в мантии областей, характеризующихся различным средним изотопным составом углерода.

Азот в алмазах заметно обеднен  $^{15}\text{N}$  (среднее взвешенное - 5.15%) относительно атмосферы, вещества осадков и верхней мантии (Javoy e.a., 1984).

Одним из основных доводов в пользу ксенокристаллической природы алмазов является расхождение возрастных изотопных данных для алмазов и вмещающих кимберлитов. Измерения изотопного состава Pb в сульфидных включениях (Kramers, 1979) показывают, что алмазы, содержащие эти включения, являются ксенокристаллами в кимберлите-хозяине. Модельный возраст для сульфидных включений в алмазах из кимберлитов Финш и Кимберли превосходит  $2 \cdot 10^9$  лет, хотя возраст кимберлитов  $\sim 100$  млн. лет.

Изотопный состав свинца для клинопироксенов из ксенолитов, хотя и варьирует в больших пределах, но в целом отвечает значению возраста  $2.5 \cdot 10^9$  лет, рассчитанному по наклону линии регрессии в координатах  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Близость изотопных данных для свинца из клинопироксенов и сульфидных включений в алмазах предполагает, что алмазы могут быть когенетичны с древними породами в подконтинентальной мантии.

Результаты работы (Kramers, 1979) в известной степени поставлены под сомнение в работе (Richardson e.a., 1984), в которой отмечается недоказанность идентичности и парагенезиса сульфидных включений в алмазах. В работе (Richardson e.a.,

1984) исследуется изотопный состав Sr и Nd в гранатовых ксенокристаллах из кимберлитов и самих кимберлитах, с одной стороны, и тех же элементов в гранатовых включениях в алмазах с другой. Данные, представленные на рис. 6, указывают на существенное различие изотопного состава тех и других и отсутствие когенетичности. Очевидно, включения в алмазах не имеют никакого отношения к мантийным включениям в кимберлитах или каких-нибудь других современных вулкаников. Низкая величина отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  указывает на древний характер кристаллизации алмазов, что и привело к прекращению изотопного обмена между включениями и мантией.

Рассчитанный модельный Sm-Nd возраст включений 3410 и 3320 млн. лет соответственно для трубок Кимберли и Финш. Возраст рассчитан, исходя из модели примитивной (хондритной или ахондритной) мантии. Возможное обогащение или обеднение мантийного резервуара в момент изоляции включений приведет к колебанию величины модельного возраста  $\sim \pm 100$  млн. лет. Окончательно, средний модельный возраст  $3300 \pm 200$  млн. лет. Заметим, что коматитовые лавы Онвервахта в этом регионе датируются 3500 млн. лет.

Высокие значения отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  при очень низких значениях отношения Rb/Sr в гранатовых включениях можно объяснить только существованием очень обогащенного резервуара, который образовался во время излияния коматитовых лав Онвервахта и существовал  $\sim 300$  млн. лет до кристаллизации алмазов. Предполагается, что обогащенный компонент пришел из астеносферы и оставался жидким до кристаллизации алмазов.

На основании изложенной изотопной систематики Sr и Nd в работе (Richardson *et al.*, 1984) ставится под сомнение правомочность гипотезы о сверхдревнем возрасте алмазов (приблизительно равному возрасту Земли), как этого требуют данные по изотопному составу гелия в алмазах (Ozima, Zashu, 1983; Ozima *et al.*, 1983).

Изотопный состав гелия в некоторых алмазах отличается рекордно высокими значениями отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$ , вплоть до  $3.2 \cdot 10^{-4}$ . Несмотря на то что происхождение алмазов точно не известно, это само по себе не компрометирует полученные данные. Можно ожидать, что отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в алмазе в момент захвата было еще выше, так как даже незначительная концентрация урана в алмазе, или, скорее, во включениях, уменьшит первичное значение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  за счет радиогенного гелия. Более того, если гелий не захвачен алмазом немедленно после образования Земли, то определенный промежуток времени гелий должен был находиться в предельно «стерильной», лишенной урана среде. Судя по космохимическим данным, первичное отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в момент образования Солнечной системы было близко к величине  $\sim 1 \cdot 10^{-4}$ , которая значительно меньше величины  $3.2 \cdot 10^{-4}$ . Не прибегая к экзотическим источникам  $^3\text{He}$ , следует предпочесть предположение об образовании этого изотопа за счет реакций спалляции космиче-

ских лучей в протоземном веществе (Левский, Морозова, 1985). Однако с помощью указанных реакций не может непомерно увеличиваться отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$ . Все в целом указывает на особую древность алмазов или особую стерильность окружающей обстановки.

В то же время изотопный состав ксенона из алмазов близок к атмосферному и не наблюдается избытка  $^{129}\text{Xe}$  или  $^{136}\text{Xe}$ , которые могли бы свидетельствовать об особой древности газов. Либо источник радиогенного  $^{129}\text{Xe}$  и  $^{136}\text{Xe}$  деления был далек от газов в месте кристаллизации алмазов, либо он был каким-то образом уравновешен с атмосферным ксеноном.

В большинстве случаев очевиден избыток радиогенного  $^{40}\text{Ar}$  и возрасты, вычисленные по отношению  $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ , лишены геологического смысла ( $\sim 6000-9000$  млн. лет). Точные расчеты избыточного  $^{40}\text{Ar}$  вряд ли возможны, так как неизвестна ни концентрация калия в окружающих породах, ни значение первичной величины  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ , которая случайно может оказаться равной атмосферному значению, но может быть и ниже последнего. Судя по некоторым данным, это действительно так и минимальное значение  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  в алмазах 189 (Melton, Giardini, 1980). Однако указанные данные вызывают серьезное недоверие к использованной аналитической методике и, во всяком случае, требуют подтверждения.

### З а к л ю ч е н и е

Исследование содержания первичных и радиогенных изотопов стронция, неодима, свинца, гафния, благородных газов позволяет установить пространственную и временную гетерогенность мантийного резервуара.

Особое значение имеет исследование изотопных систем мантийных ксенолитов и содержащихся в них минералов. Представляя собой большей частью неуравновешенные консервативные изотопные системы, они несут не только информацию о распределении элементов в нижней коре и верхней мантии, но и данные об изменении распределения изотопов во времени. Об этом свидетельствуют не только существование «мантийных изохрон», построенных путем использования радиогенных изотопов неодима, стронция и свинца, но и наличие изотопных аномалий ксенона, как результат распада вымерших изотопов  $^{129}\text{I}$  и  $^{244}\text{Pu}$ .

Особо уникальными объектами являются алмазы, для которых изотопные данные по  $\text{Sr}$ ,  $\text{Nd}$  и  $\text{Pb}$  свидетельствуют о древности и «стерильности», что дополнительно подчеркивается первичным изотопным составом гелия в них. Рекордно высокие возрастные оценки имеют место и в случае эклогитовых нодулей из кимберлитов.

Использование изотопной систематики, включающей изотопы неодима, стронция, гафния и благородных газов, может обеспечить построение более совершенных геодинамических и геохимических моделей Земли.

## Л и т е р а т у р а

Друбечкой Е.Р., Логинов Ю.В., Лопатин Б.Г., Толстихин И.Н. К вопросу об изотопном составе аргона в мантии Земли. - *Геохимия*, 1979, № 8, с. 1247-1250.

Левский Л.К., Морозова И.М. Распространенность изотопов благородных газов в протоземном веществе. - В кн.: *Проблемы современной геохронологии и изотопной геохимии*. Л., 1985, с. 26-35.

Толстихин И.Н., Друбечкой Е.Р. Изотопные отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  и  $(^4\text{He}/^{40}\text{Ar})_{\text{РАД}}$  в породах земной коры. - *Геохимия*, 1975, № 8, с. 1123-1136.

Толстихин И.Н., Друбечкой Е.Р., Шараськин А.Я. Об изотопном составе аргона в мантии Земли. - *Геохимия*, 1978, № 4, с. 514-520.

Allegre C.J., Staudacher T., Sordani P., Kurz M. Constraints on evolution of Earth's mantle from rare gas systematics. - *Nature*, 1983, vol. 303, N 5918, p. 762-766.

Anderson D.L. Isotopic evolution of the mantle: the role of magma mixing. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1982, vol. 57, N 1, p. 1-12.

Bailey D.K. Mantle metasomatism-continuing chemical change within the Earth. - *Nature*, 1982, vol. 296, N 5782, p. 525-530.

Basu A.R., Murthy V.R. Ancient lithosphere/terrestrial xenolith in alkali basalt from Baja California. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, vol. 35, N 2, p. 239-246.

Brooks C., James D.E., Hart S.R. Ancient lithosphere: its role in young continental volcanism. - *Science*, 1976, vol. 193, N 4258, p. 1086-1094.

Cohen R.S., O'Nions R.K. Identification of recycled continental material in the mantle from Sr, Nd and Pb isotope investigations. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1982, vol. 61, N 1, p. 73-84.

Cohen R.S., O'Nions R.K., Dauson J.B. Isotope geochemistry of xenolith from Earth Africa: implications for development of mantle reservoirs and their interaction. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1984, vol. 68, N 2, p. 209-220.

Craig H., Rison W. Helium isotopes and mantle heterogeneity. - *EOS*, 1983, vol. 64, N 18, p. 348.

Deines P., Gurney J.J., Harris J.W. Associated chemical and carbon isotopic composition variations in diamonds from Finsch and Premier kimberlite, South Africa. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1984, vol. 48, N 2, p. 325-342.

De Paolo D.J., Wasserburg G.J. Inferences about magma sources and mantle structure from variations of  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . - Geophys. Res. Lett., 1976, vol. 3, N 5, p. 249-252.

Domenick M.A., Kistler R.W., Dodge F.C.W., Tatumoto M. Nd and Sr isotopic study of crystal and mantle inclusions from the Sierra Nevada and implications for batholith petrogenesis. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1983, vol. 94, N 6, p. 713-719.

Dosso L., Murthy V.R. A Nd isotopic study of the Korguelen islands: inferences on enriched oceanic mantle sources. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, vol. 48, N 4, p. 268-276.

Dupre B., Lambert B., Allegre C.J. Isotopic variations within a single oceanic island: the Terceira case. - Nature, 1982, vol. 299, N 5816, p. 620-622.

Gast P.W. Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. - Geochim. et cosmochim. acta, 1968, vol. 32, N 8, p. 1057-1086.

Hart R., Dymond J., Hogan L., Schilling J.G. Mantle plume noble gas component in glassy basalts from Reykjanes Ridge. - Nature, 1983, vol. 305, N 5933, p. 403-407.

Hennecke E.W., Manuel O.K. Noble gases in an Hawaiian xenolith. - Nature, 1975, vol. 257, N 5529, p. 778-780.

Herzberg C.T. Chemical stratification in silicate Earth. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1984, vol. 67, N 2, p. 249-260.

Hofman A.W., White W.M. Mantle plumes from ancient oceanic crust. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1982, vol. 57, N 2, p. 421-435.

Jagoutz E., Spettel B., Wanke H., Dawson B. Identification of early differentiation processes on the Earth. - Meteoritics, 1983, vol. 18, N 4, p. 319-320.

Javoy M., Pineau F., Demouffe D. Nitrogen and carbon isotopic composition in the diamonds of Mbiji Maji (Zaire). - Earth and Planet. Sci. Lett., 1984, vol. 68, N 3, p. 399-412.

Kaneoka I., Takaoka N. Rare gas isotopes in Hawaiian ultramafic nodules and volcanic rocks: constraint on genetic relationships. - Science, 1980, N 4450, p. 1366-1368.

Kaneoka I., Takaoka N., Aoki K. Rare gases in mantle-derived rocks and mi-

nerals. - In: Terrestrial rare gases 1978/ Ed. E.C. Alexander, M. Ozima. Tokio, 1978, p. 71-83.

K a n e o k a L., T a k a o k a N., C l a g u e D.A. Noble gas systematics for coexisting glass and olivine crystals in basalts and dunit xenolith from Loihi Seamount. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1983, vol. 66, N 1, p. 423-437.

K r a m e r s J.D. Lead and strontium isotopes in cretaceous kimberlites and mantle derived xenoliths from S. Africa. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, vol. 34, N 5, p. 419-431.

K r a m e r s J.D. Lead, uranium, strontium and rubidium in inclusions-bearing diamonds and mantle-derived xenoliths from Southern Africa. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1979, vol. 42, N 1, p. 58-70.

K u r z M.D., J e n k i n s W.J., H a r t S.R., C l a g u e D. Helium isotopic variations in volcanic rocks from Loihi Seamount and the Island of Hawaii. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1983, vol. 66, N 1, p. 388-406.

K y z e r T.K., R i s o n W. Systematics of rare gas isotopes in basic lawas and ultramafic xenoliths. - J. Geophys. Res., 1982, vol. 87, N 7, p. 5611-5630.

M c C u l l o c h M.T., A r c u l u s R.J., C h a p p e l l B.W., F e r g u s o n J. Isotopic and geochemical studies of nodules in kimberlite have implications for the lower continental crust. - Nature, 1982, vol. 300, N 5888, p. 166-169.

M c C u l l o c h M.T., J a g u e s A.L., N e l s o n D.R., L e w i s J.D. Nd and Sr isotopes in kimberlites and lamproites from Western Australia: and enriched mantle origin. - Nature, 1983, vol. 302, N 5907, p. 400-403.

M e l t o n C.E., G i a r d i n i A.A. The isotopic composition of argon included in an Arkansas diamond and its significance. - Geophys. Res. Lett., 1980, vol. 7, N 6, p. 461-464.

M e n z i e s M., M u r t h y V.R. Nd and Sr isotope geochemistry of hydrous mantle nodules and their host alkali basalts: implication for local heterogeneities in metasomatically veined mantle. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, vol. 46, N 4, p. 323-334.

O z i m a M., Z a s h u S. Primitive helium in diamonds. - Science, 1983, vol. 219, N 4588, p.1067-1068.

O z i m a M., Z a s h u S., N i t o n O.  
3 He/4 He ratio, noble gas abundance and K-Ar dating of diamonds - an attempt to search for the records of

early terrestrial history. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1983, vol. 47, N 12, p. 2217-2224.

P a t c h e t t J., W h i t e W.M. Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island arc: implications for magma origins and crust-mantle evolution. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1984, vol. 67, N 2, p. 167-185.

R i c h a r d s o n S.H., G u r n e y J.J., E r l a n k A.J., H a r r i s J.W. Origin of diamonds in old enriched mantle. - *Nature*, 1984, vol. 310, N 5974, p. 198-202.

S m i t h C.S. Pb, Sr and Nd isotopic evidence for sources of southern african cretaceous kimberlites. - *Nature*, 1983, vol. 304, N 5921, p. 51-54.

S t a u d a c h e r T., A l l e g r e C.J. Terrestrial xenology. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1982, vol. 60, N 5, p. 389-406.

T a t s u m o t o M. Isotopic composition of lead in oceanic basalt and its implication to mantle evolution. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1978, 38, N 1, 63-87.

T o l s t i k h i n I.N., M a m y r i n B.A., K h a b a r i n L.B., E r l i c h E.N. Isotope composition of helium in ultrabasic xenoliths from volcanic rocks of Kamschatka. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1974, vol. 22, N 1, p. 75-84.

V o l l m e r R. Earth degassing, mantle metasomatism and isotopic evolution of the mantle. - *Geology*, 1983, vol. 11, N 8, p. 452-454.

Z a r t m a n R.E., T e r a F. Lead concentration and isotopic composition in five peridotite inclusions of probable mantle origin. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1973, vol. 20, N 1, p. 54-65.

Z i n d l e r A., J a g o u t z E., G o l d s t e i n S. Nd, Sr and Pb isotopic systematics in a three-component mantle: a new perspective. - *Nature*, 1982, vol. 298, N 5660, p. 519-522.

ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СВИНЦА  
КАЛИЕВЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ  
МЕТОДОМ «РАСХОДЯЩИХСЯ ИЗОХРОН»  
(НА ПРИМЕРЕ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ  
БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ)

В настоящее время при петрогенетических построениях для установления предполагаемого источника вещества магматических пород широко используются данные по изотопному составу свинца, стронция, неодима (Кокс и др., 1982; Балашов и др., 1982; Пушкарев, 1983; Sun, 1980; Vitrac e.a., 1981, и др.). В основе такого использования изотопных данных лежит вытекающий из термодинамических предпосылок и подтвержденный практикой изотопных исследований факт, свидетельствующий о том, что в ходе кристаллизационной дифференциации магм не происходит изменения изотопного состава тяжелых элементов (свинец, стронций, неодим и др.) за счет физико-химического фракционирования, вызываемого разницей масс изотопов. При этом предполагается, что магматический резервуар является гомогенным в изотопном отношении и изотопный состав элементов кристаллизующихся пород идентичен таковому в родительской магме. \* Вариации в изотопном составе перечисленных выше элементов могут возникать за счет временных эффектов, так как изотопы  $^{87}\text{Sr}$ ,  $^{143}\text{Nd}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}$  наряду с первичным компонентом содержат и радиогенный, возникающий при радиоактивном распаде родительских элементов: Rb, Sm, U и Th. Поэтому изотопные данные для радиогенных элементов содержат также информацию об истории и путях миграции элементов-родителей.

Таким образом, породы, имеющие различный первичный изотопный состав элемента (за вычетом радиогенной составляющей, накопленной в породе со времени ее формирования до момента лабора-

---

\* Такое предположение может оказаться не вполне справедливым при парциальном плавлении древнего изотопно-гетерогенного субстрата. В этом случае изотопный состав радиогенных элементов в магме может не отвечать таковому в источнике. Во-первых, в расплав (при частичном плавлении) должны переходить компоненты наиболее легкоплавких минералов, которые могут оказаться как обогащенными, так и обедненными радиогенными изотопами (в зависимости от отношений материнский/дочерний изотоп в таком минерале). Во-вторых, в ряде случаев радиогенные изотопы могут оказаться более подвижными, чем первичные, и будут обогащать расплав. Этот механизм наиболее вероятен при наличии флюидной фазы, способной селективно выщелачивать радиогенный компонент, занимающий в минералах иное (по сравнению с первичным) энергетическое и структурное положение.

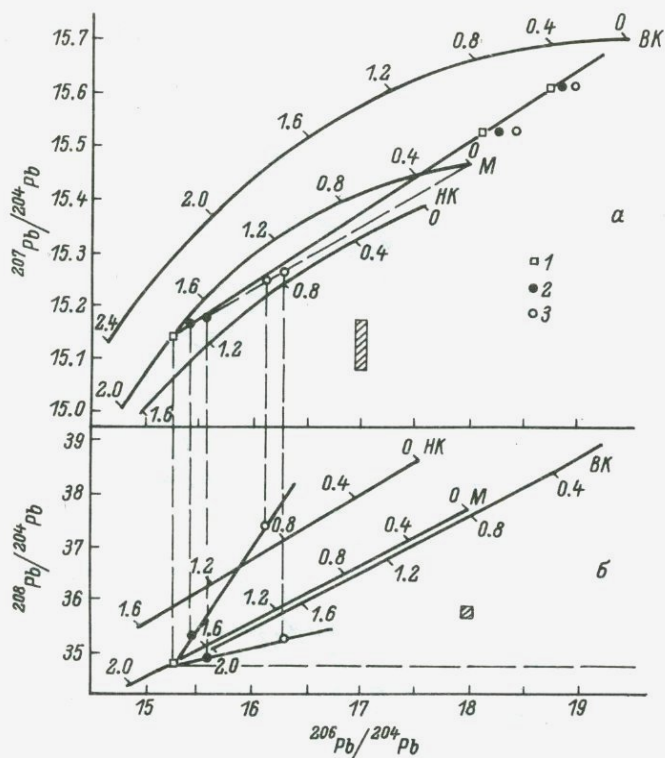


Рис. 1. Кривые эволюции изотопного состава свинца, построенные по уточненному варианту модели плюмботектоники в свинец-свинцовых ураногенных (а) и торогенно-ураногенных (б) координатах.

1 - точка первичного свинца; 2 - остатки после кислотного выщелачивания; 3 - выщелаты; нижняя группа точек (на а) - случай закрытой изотопной системы, а верхняя - перекристаллизация КПШ: заштрихованные прямоугольники - типичные погрешности масс-спектрального анализа (2σ); НК - нижняя кора; ВК - верхняя кора; М - мантия. Цифры у кривых эволюции - модельный возраст (млрд. лет).

торного исследования), либо не являются комагматическими, либо комагматичны, но в различной степени контаминированы чужеродным минералом, имеющим существенно иной изотопный состав стронция, неодима и свинца по отношению к магме.

В настоящей работе в качестве индикаторов для оценки природы источников протерозойского гранитоидного магматизма северной

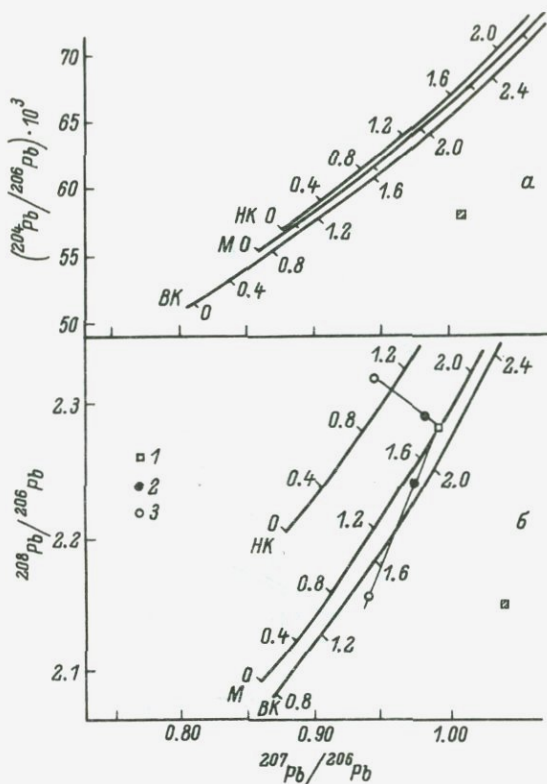


Рис. 2. Кривые эволюции изотопного состава свинца, построенные по модели плюмботектоники в видоизмененных системах координат (а, б).

б — с исключением изотопа  $^{204}\text{Pb}$ . Обозначения те же, что и на рис. 1.

части Байкальской горной области нами были использованы изотопы свинца. Такой выбор обусловлен тем, что именно для свинцово-изотопной систематики разработано большое число моделей, приближающихся к адекватному описанию вариаций изотопного состава этого элемента в геологических объектах. Обзор таких моделей проведен в ряде работ (Ричардс, 1981; Неймарк, 1983), поэтому здесь кратко рассмотрим лишь три из них, которые далее будут использоваться для интерпретации конкретных результатов.

Одностадийная модель. Она представляет собой простейший случай эволюционной модели и описывает изменение во времени изотопных характеристик свинца источника в закрытой системе от времени формирования Земли ( $t_p$ ) до образования породы ( $t_1$ ).

Модель Стейси-Крамерса (Stacey, Kramers, 1975) (далее - С-К модель). В рамках этой двухстадийной модели достигается согласование модельных и радиологических возрастов стратиформных свинцовых руд с введением второй стадии эволюции во времени  $3.7 \cdot 10^9$  лет назад, сопровождавшейся увеличением значения параметра  $\mu = {}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$  в источнике от величины 7.19 до 9.74 и уменьшением величины  $K = {}^{232}\text{Th}/{}^{238}\text{U}$  от значения 4.62 до 3.78. Вычисление модельных возрастов аналогично рассмотренному выше для одностадийной модели.

Модель плюмботектоники (Дюу и др., 1979; Zartman, Doe, 1981). В рамках модели выделяют три основных изотопно-гетерогенных резервуара, поставляющих свинец с различным изотопным составом: мантия, верхняя континентальная кора, нижняя кора (континентальная мантия). На рис. 1 показаны кривые эволюции изотопного состава свинца, построенные по уточненному варианту модели плюмботектоники (Zartman, Doe, 1981). Существенное отличие этой модели от рассмотренных выше состоит в том, что модельные возрасты свинца для точек, расположенных на единой одностадийной изохроне, будут различными, так как эта изохрона не параллельна прямым, соединяющим точки одинакового модельного возраста на разных эволюционных кривых.

Модель плюмботектоники была положена в основу интерпретации полученных в настоящей работе экспериментальных данных. Мы использовали несколько видоизмененную систему координат (рис. 2), так как на нее наносятся непосредственно определяемые в эксперименте изотопные отношения (при выбранной нами схеме измерений) и появляется возможность из одной диаграммы полностью исключить малораспространенный изотоп  ${}^{204}\text{Pb}$ , определяемый экспериментально с наибольшей погрешностью.

Таким образом, располагая данными об изотопном составе первичного свинца породы, можно в рамках рассмотренных моделей получить информацию о природе источника и о модельном возрасте объекта. Однако получение изотопных характеристик первичного свинца представляет собой отдельную и достаточно сложную задачу, так как свинец породы, кроме первичной компоненты, содержит и радиогенную, накопленную из урана и тория, содержащихся в породе с момента ее формирования до настоящего времени.

Для U-Pb метода возможность получения информации о первичном изотопном составе свинца путем использования изохронных построений практически отсутствует, в связи с тем, что высокая миграционная способность шестивалентного урана в поверхностных условиях препятствует получению линейных корреляционных зависимостей в стандартных изохронных координатах.

Существует также другой путь получения информации о первичном изотопном составе радиогенного элемента - исследование минеральных фаз, характеризующихся крайне низким отношением материнского изотопа к дочернему.

При свинцово-изотопных исследованиях гранитоидов с целью установления источников вещества наиболее перспективным пред-

ставляется изучение таких широко распространенных породообразующих минералов, как полевые шпаты и особенно калиевые полевые шпаты (КПШ).

Изотопный состав свинца полевых шпатов начал систематически изучаться с 60-х годов. Проведенные Э.Катанзаро и П.Гастом (1969) исследования КПШ из пегматитов различного возраста (от 350 до 2750 млн. лет) показали, что в большинстве случаев (7 из 11) модельный возраст, вычисленный по изотопному составу свинца, совпадает с радиометрическим. Однако для четырех образцов были получены аномальные, более радиогенные изотопные составы свинца, которые привели к получению омоложенных модельных возрастов. После выщелачивания в течение 10-15 мин 20-50%-ной  $HNO_3$  свинец остатка становился менее радиогенным и изотопный состав его соответствовал возрасту пегматитов. Дальнейшие исследования (Mair e.a., 1960; -Murthy, Patterson, 1961; Dou, Харт, 1969; Doe e.a., 1965; Doe, Tilling, 1967; Zartman, Wasserburg, 1969) также выявили случаи аномального характера изотопного состава свинца в КПШ.

Таким образом, был накоплен большой материал, свидетельствовавший о том, что довольно часто КПШ не остаются закрытыми системами и в них практически всегда содержится более радиогенный, «чужеродный» свинец. Дальнейшие усилия исследователей были направлены на изучение распределения разных типов свинца в КПШ и на разработку экспериментальных способов их разделения (Sinha, 1969; Tilton, Steiger, 1969; Ludwig, Silver, 1970; 1977; Doe, Deleveaux, 1980).

Несмотря на эффективность процедур фракционной возгонки свинца в вакууме и кислотного выщелачивания для отделения радиогенного компонента свинца от первичного, всегда остается некая неопределенность, так как отсутствуют строгие критерии того, что наименее радиогенный свинец остатка действительно соответствует по изотопному составу первичному свинцу породы и совершенно не содержит примеси радиогенного или иного контаминирующего компонента.

С целью разработки возможного критерия такого соответствия мы попытались применить предложенную Ф. Тера (Tera, 1981) модель «рассеивающейся изохронности» (dispersive isochronism). Основа этой модели в приложении к  $U-Th-Pb$  системе КПШ состоит в следующем. Пусть в минерале содержится свинец двух типов с разным изотопным составом и различной подвижностью при выщелачивании, причем один тип — первичный свинец, более прочно связанный в структуре КПШ, а второй — либо радиогенный свинец, накопленный из урана и тория, находящихся в нарушениях кристаллической структуры КПШ в виде включений радиоактивных минералов, либо привнесенный извне свинец (второй тип свинца должен преимущественно выщелачиваться из КПШ при воздействии на них кислот).

В этом случае при анализе нескольких (минимум — двух) образцов КПШ из одного магматического тела изотопные составы свинца

остатков и выщелатов в координатах  $Pb-Pb$  изохроны должны давать линейную корреляционную зависимость (рис. 1,а). Эта линия может являться изохроной и отвечать возрасту породы, если  $U-Th-Pb$  система КПШ оставалась геохимически замкнутой с момента формирования минерала до настоящего времени и выщелаты обогащены радиогенной компонентой  $Pb$ . Такая же линейная зависимость на этой диаграмме должна быть получена и при выщелачивании ино-го, привнесенного в минерал компонента свинца, если он характеризуется постоянным изотопным составом. Эта линия не будет изохроной, а ее наличие лишь должно свидетельствовать в пользу двухкомпонентного смешения. О том, что получена действительно изохронная зависимость или линия двухкомпонентного смешения, можно судить, применяя для расчета ее параметров полиномиальный метод наименьших квадратов (York, 1969).

После получения свидетельств линейности расположения точек в свинец-свинцовой ураногенной системе координат можно переходить к рассмотрению диаграмм, включающих как ураногенный ( $^{206}Pb$ ), так и торогенный ( $^{208}Pb$ ) компоненты свинца (рис. 1,б, 2,б). На этих диаграммах для случая двухкомпонентного смешения первичного и привнесенного (с постоянным изотопным составом) свинца также должна наблюдаться единая линейная зависимость для выщелатов и остатков, и такой случай не дает информации об изотопном составе первичного свинца. Если же выщелачиваемая фаза обогащена радиогенным компонентом, накопленным в радиоактивном минерале, содержащемся в КПШ в виде включений, и для разных образцов торий-урановое отношение в таком радиоактивном минерале различно, появляется возможность идентификации «истинно» первичного изотопного состава свинца. Действительно, угол наклона прямой, соединяющей в этой системе координат точки, отвечающие выщелату из данного образца КПШ и остатку после выщелачивания, будет определяться возрастом выщелачиваемого радиогенного свинца и торий-урановым отношением в фазе, продуцирующей этот свинец. Уравнение такой прямой имеет вид

$$\left(\frac{^{208}Pb}{^{204}Pb}\right)_1 = K_1 \frac{\exp \lambda_2 t_1 - 1}{\exp \lambda_8 t_1 - 1} \left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}\right)_1 + b K_1,$$

где  $K_1$  - отношение  $^{232}Th/^{238}U$ ;  $b$  - константа. Для другого образца КПШ точки выщелата и остатка также будут лежать на прямой, описываемой аналогичным уравнением,

$$\left(\frac{^{208}Pb}{^{204}Pb}\right)_2 = K_2 \frac{\exp \lambda_2 t_1 - 1}{\exp \lambda_8 t_1 - 1} \left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}\right)_2 + b K_2.$$

Однако если  $K_1 \neq K_2$ , то прямые не будут совмещаться, а пересекутся в точке с координатами, соответствующими изотопным отношениям в первичном свинце, так как именно изотопный состав

первичного свинца должен принадлежать обеим линейным зависимостям. Это положение легко проиллюстрировать аналитически путем совместного решения приведенных уравнений.

В связи с тем что применение рассмотренной модели связано с нахождением точки пересечения двух (или более) несовпадающих изохрон, далее для этой модели будем применять более удачный, на наш взгляд, термин: модель «расходящихся изохрон».

К числу ограничений применения модели «расходящихся изохрон» может быть отнесен случай, когда КПШ содержит более одной фазы, продуцирующей радиогенный свинец. Для того чтобы эта модель «работала», необходимо, чтобы при выщелачивании достигалась изотопная гомогенизация свинца из этих фаз.

Кратко сформулируем возможные ситуации, в рамках которых будут интерпретироваться изотопные данные, полученные для конкретных объектов.

1. Система КПШ закрыта, уран и торий отсутствуют. Изотопный состав свинца соответствует первичному изотопному составу  $Pb$  породы.

2. Система закрыта, присутствуют уран и торий. В  $Pb - Pb$  координатах для выщелатов и остатков наблюдается линейная изохронная зависимость. Первичный свинец может быть найден по модели «расходящихся изохрон».

3. Система открыта, полевой шпат частично перекристаллизован, уран и торий отсутствуют. В  $Pb - Pb$  координатах наблюдается линейная зависимость, отвечающая возрастному интервалу  $t_1 - t_2$ . Первичный свинец с большой погрешностью может быть определен по модели «расходящихся изохрон».

4. Система открыта, присутствуют уран и торий. В  $Pb - Pb$  координатах не наблюдается линейной зависимости. Остатки после выщелачивания образуют прямую линию, приближающуюся к рассмотренной в п. 3. Модель «расходящихся изохрон» не применима.

Объекты исследования и методика эксперимента. Объектами свинцово-изотопных исследований являлись мономинеральные фракции КПШ, выделенные из образцов гранитоидов Ирельского, Чуйского, Кодарского, Куандинского и Ничатского комплексов Байкальской горной области. По результатам геохронологических исследований возраст изученных гранитоидов (за исключением куандинских) лежит в интервале 1.75–1.9 млрд. лет. Исследование изотопного состава свинца этих близких по возрасту, но различных по геологическому положению гранитоидов было предпринято для нахождения их первичного свинца с целью установления возможных генетических характеристик и получения изотопно-геохимических данных об источниках протерозойского гранитоидного магматизма рассматриваемого региона.

Мономинеральную фракцию КПШ чистоты не менее 98% (для некоторых проб наблюдалась примесь плагиоклаза) промывали горячей водой, а затем растирали в пудру. Навеску пудры 4–5 г подвергали нагреванию с концентрированной азотной кислотой в течение 1 ч, затем раствор разбавляли водой и отфильтровывали от остатка, ко-

торый затем промывали горячей водой. Для некоторых проб проводилось выщелачивание Pb горячей 5%-ной плавиковой кислотой в течение получаса.

В ряде случаев применяли последовательное выщелачивание: сначала  $\text{HNO}_3$ , а затем HF-или использовали метод дифференциального растворения КПШ в 15–20%-ной HF в течение  $\sim 1$  ч. Суммарный холостой опыт описанных химических процедур неоднократно проверялся методом изотопного разбавления, результат колебался в пределах 100–300 нг. Поправка на холостой опыт не вносилась в результаты изотопного анализа, так как при измеряемых навесках свинца (более 20 мкг) погрешность за счет холостого опыта не превышает погрешности масс-спектральных измерений.

Определение изотопного состава свинца производилось на комплексе масс-спектрометр МИ-1201 – приставка ПРМ-1 – мини-ЭВМ Искра 125. Периодическое измерение изотопных стандартов NBS SRM-981 и Галенит-70 не выявило наличия систематических погрешностей, превышающих уровень случайных, что позволяет сравнивать наши результаты с данными других авторов и модельными эволюционными кривыми. Воспроизводимость измерения отношений  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  не хуже 0.2%, а  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – 0.3%. Погрешности единичного измерения при нормальной стабильности ионного тока в 2–3 раза меньше.

Результаты исследования. Данные масс-спектрометрического изотопного анализа свинца, полученные для исследованных объектов, представлены в табл. 1. Перейдем к рассмотрению конкретных результатов.

Ирельский комплекс. Из гранитоидов Ирельского комплекса было изучено три образца КПШ. Проведение экспериментов по азотно-кислородному выщелачиванию минералов не привело к существенному разделению первичной и примесной компонент свинца. Обработка плавиковой кислотой также не дала ожидаемого эффекта: остатки после выщелачивания имели радиогенный изотопный состав свинца, отвечавший либо отрицательным значениям модельного возраста (обр. 1517) (по С-К модели), либо резко омоложенным – 350 (обр. 1508), 590 млн. лет (обр. 1000), в то время как возраст гранитов 1850 млн. лет.

Эти результаты свидетельствуют о том, что исследованные КПШ подверглись влиянию наложенного процесса, сопровождавшегося захватом свинца в структуру минерала во время, значительно оторванное от времени формирования гранитов Ирельского комплекса. Приближенной оценкой времени этого воздействия являются приведенные значения модельного возраста (350–600 млн. лет).

Уравнение линии регрессии, проведенной через экспериментальные точки в Pb-Pb системе координат (рис. 3, А, а), имеет вид

$$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = (0.141 \pm 0.012) ^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} + (13.0 \pm 0.2), \text{СКВО} = 2.9$$

(Здесь и далее расчеты регрессионных прямых проведены полиномиальным методом наименьших квадратов). Исключение из расчета данных по изотопному составу свинца двух выщелатов приводит к уравнению

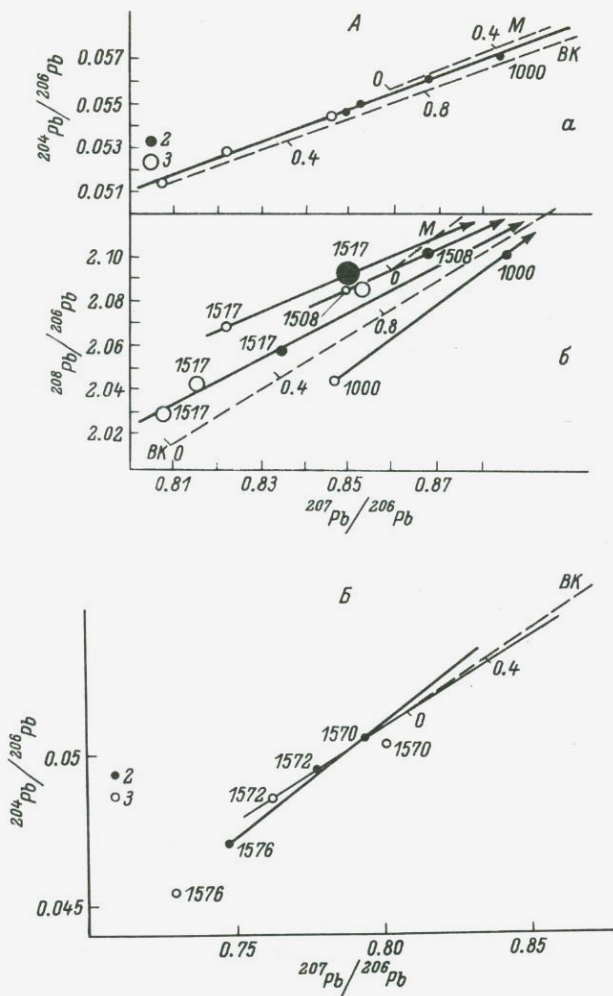


Рис. 3. Результаты исследования изотопного состава свинца в КПШ из гранитов Ирельского комплекса (А), Чуйского (Б), Кодарского (В), Пуричиканского (Г) и Каларского (Д) массивов, из гнейсогранитов Куандинского комплекса (Е) и из гранитов Ничатского комплекса (Ж).

Пунктир — кривые эволюции изотопного состава свинца по модели плюмботектоники; цифры у экспериментальных точек — номера проб в табл. 1; а, б, 1-3 и остальные обозначения — то же, что и на рис. 1.

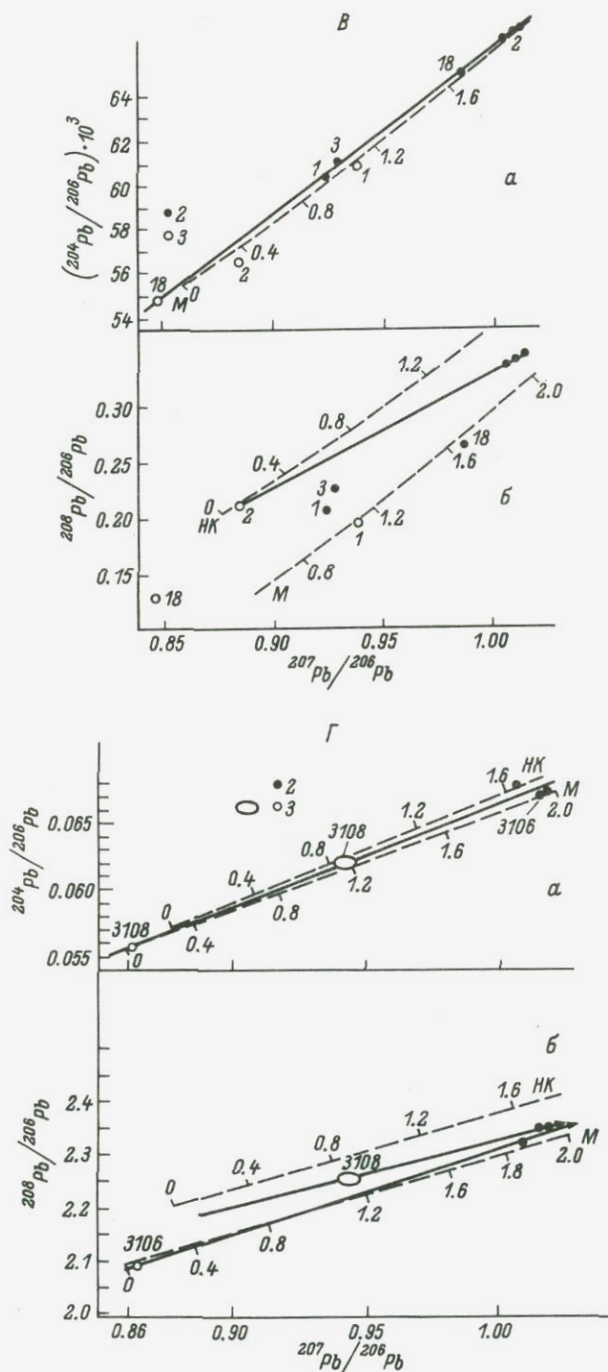


Рис. 3 (продолжение).

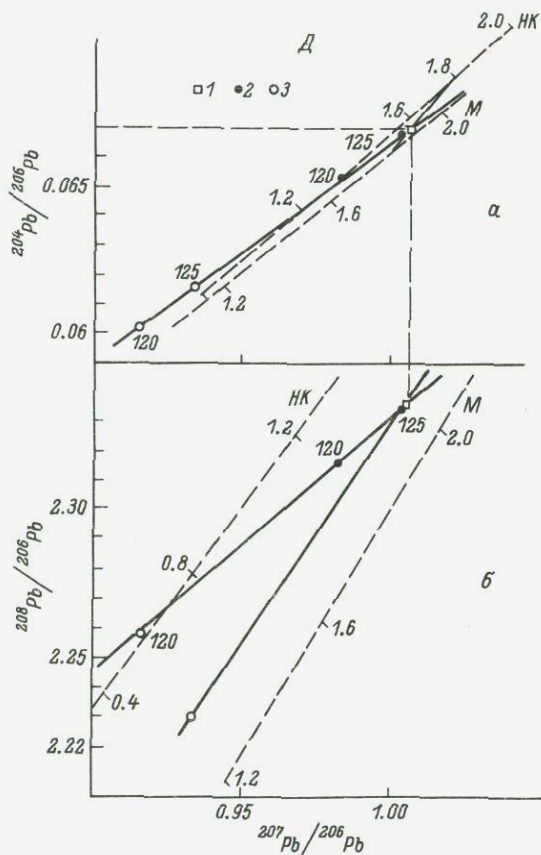


Рис. 3 (продолжение).

$$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = (0.129 \pm 0.013) ^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} + (13.7 \pm 0.2),$$

$$\text{СКВО} = 1.4.$$

Снижение величины параметра СКВО указывает, что вторая совокупность точек имеет более линейное расположение в пределах экспериментальных погрешностей.

Если считать полученную зависимость изохроной, определяющей накопление радиогенного свинца от  $t_1$  до  $t_2$ , и принять  $t_1 = 1850$  млн. лет, можно получить оценку  $t_2 = 400$  млн. лет. Эта оценка не противоречит полученным значениям модельного возраста и данным калий-аргонового метода, фиксирующим термальное событие в интервале 300–600 млн. лет.

Таким образом, мы получили ряд свидетельств того, что состояние изотопной системы в КПШ гранитоидов Ирельского комплекса соответствует одной из типовых ситуаций: система открыта, КПШ

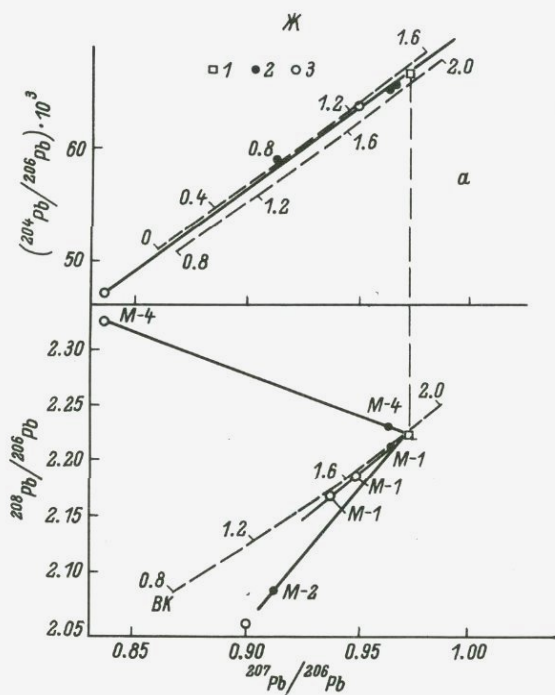
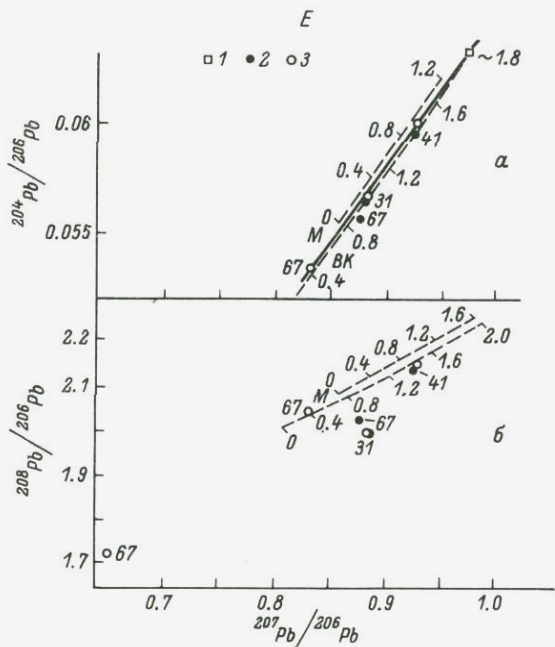


Рис. 3 (продолжение).

Т а б л и ц а 1

Изотопный состав свинца калиевых полевых шпатов из протерозойских гранитоидов  
Байкальской горной области

Номер пробы	Условия обработки	Изотопный состав				
		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Ирельский комплекс						
1000	- аз.	17.511	0.8837	2.1006	15.474	36.784
	+ аз.	18.384	0.8456	2.0421	15.542	37.542
1517в	+ аз.	18.955	0.8223	2.0636	15.587	39.116
	+ аз.	19.113	0.8221	2.0680	15.713	39.526
	- аз.	18.606	0.8502	2.0923	15.819	38.929
	- пл.	-	0.8347	2.0570	-	-
	+ пл.	-	0.8153	2.0416	-	-
	- пл.	19.461	0.8077	2.0280	15.719	39.467
1508	+ пл.	18.350	0.8490	2.0848	15.579	38.256
	- пл.	18.164	0.8526	2.0847	15.504	37.908
	+ аз.	-	0.7212	1.9034	-	-
	- аз.	17.847	0.8675	2.1019	15.482	37.513
Чуйский комплекс						
1570	- аз.	19.862	0.8009	1.9208	15.907	38.150
	+ аз.	19.772	0.7937	1.9000	15.693	37.567
1572	- аз.	20.315	0.7768	1.8600	15.781	37.786
	+ аз.	20.553	0.762	1.8803	15.665	38.646
1576	+ аз.	22.003	0.7299	1.7130	16.060	37.691
	- аз.	21.261	0.7468	1.7374	15.878	36.939
Ничатский комплекс						
M-1	+ аз.	-	0.9368	2.1671	-	-
	+ аз.	16.139	0.9489	2.1882	15.314	35.315
	- аз.	15.916	0.9641	2.2123	15.345	35.211
M-2	+ аз.	20.809	0.7609	1.7005	15.834	35.386
	- аз.	16.813	0.9121	2.0817	15.335	35.000
M-4	+ аз.	18.696	0.8356	2.3245	15.622	43.459
	- аз.	15.907	0.9632	2.2313	15.322	35.493
Куандинский комплекс						
10831	- пл.	17.685	0.8824	1.9898	15.605	35.190
	+ пл.	17.630	0.8834	1.9909	15.574	35.100
10841	- пл.	16.820	0.9267	2.1449	15.587	36.077
	+ пл.	16.646	0.9291	2.1524	15.466	35.829
10867	- аз.	17.974	0.8778	2.0260	15.778	36.415
	+ аз.	18.715	0.8324	2.0471	15.578	38.311
	+ аз.	18.719	0.8323	2.0485	15.580	38.346
	+ аз.	-	0.6592	1.7232	-	-
Каларский массив						
125	+ аз.	16.256	0.9341	2.2287	15.185	36.230
	- аз.	14.995	1.0028	2.3338	15.037	34.995
120	+ аз.	16.625	0.9164	2.2568	15.235	37.519
	- аз.	15.317	0.9823	2.3154	15.046	35.465

Т а б л и ц а 1 (продолжение)

Номер пробы	Условия обработки	Изотопный состав				
		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Пуричиканский массив						
3106	+ аз.	17.992	0.8625	2.0930	15.518	37.657
	- аз.	14.868	1.0065	2.3083	14.965	34.320
3108	- аз.	14.897	1.0130	2.3281	15.091	34.682
	+ аз.	16.147	0.9433	2.2520	15.231	36.363
3108	- аз.	14.862	1.0162	2.3439	15.103	34.820
	- аз.	14.904	1.0142	2.3396	15.116	34.869
3064	+ пл.	15.119	1.0050	2.3113	15.195	34.945
Кодарский массив						
4218	+ аз.	18.251	0.8479	2.1300	15.475	38.857
	- аз.	15.373	0.9851	2.2620	15.144	34.774
532/1	+ аз.	16.444	0.9380	2.1940	15.424	36.078
	- аз.	16.595	0.9237	2.2060	15.329	36.275
532/2	+ аз.	17.660	0.8851	2.2116	15.631	39.057
	- аз.	15.040	1.0045	2.3360	15.108	35.133
523/3	+ пл.(1)	14.947	1.0173	2.3485	15.206	35.055
	+ пл.(2)	14.932	1.0170	2.3453	15.186	35.020
523/3	- аз.	16.471	0.9369	2.2177	15.432	36.528

П р и м е ч а н и е. Условные обозначения: «+» - выщелат, «-» - остаток после выщелачивания; аз. - азотная кислота, пл. - плавиковая.

перекристаллизованы. В таком случае, так как возраст объекта известен, можно найти изотопные отношения первичного свинца по точке пересечения изохроны с отрезком прямой, соединяющим на эволюционных кривых модели плюмботектоники изотопные составы свинца, отвечающие модельному возрасту 1850 млн. лет. Такая точка в данном случае расположена между мантийной и нижнекоревой эволюционными кривыми, что может свидетельствовать о глубинности магматического источника гранитов и происхождении его вещества либо из верхней мантии, либо за счет плавления древних метаморфических пород первично мантийного происхождения.

Модель «расходящихся изохрон» также не противоречит предположению о частичной перекристаллизации КПШ в результате наложенного процесса. В торогенно-ураногенной системе координат (рис. 3, А,б) намечается тенденция к пересечению прямых, проведенных через выщелаты и остатки для разных проб, в одной точке. Однако точное вычисление координат точки их пересечения затруднительно в связи с малой разницей в углах наклона прямых и с необходимостью значительной экстраполяции.

Таким образом, изучение изотопного состава свинца КПШ гранитоидов Ирельского комплекса позволило выявить мантийно-нижнекоревую природу их источника и зафиксировать воздействие наложенных процессов в интервале 0.3-0.6 млрд. лет назад.

Ч у й с к и й м а с с и в. Из гранитов этого массива было изучено три образца КПШ. Эксперименты по азотно-кислотному выщелачиванию не привели к отделению радиогенной компоненты от первичного свинца. Значения модельного возраста для всех трех образцов отрицательны. В свинец-свинцовых координатах точки не образуют единой линейной зависимости (рис. 3,Б) и расположены практически на продолжении верхнекоревой эволюционной кривой. Все эти данные указывают на полную открытость свинцово-изотопной системы КПШ в исследованных образцах. Перекристаллизация минералов, скорее всего, происходила не более 400 млн. лет назад. Информация о природе источника при такой степени наложенного воздействия практически полностью утрачивается.

К о д а р с к и й к о м п л е к с. Было изучено 9 образцов КПШ из трех массивов этого комплекса. Результаты представлены в табл. 1 и на рис. 3, В-Д.

Из Кодарского массива было взято для исследования 4 образца КПШ, показавших открытость изотопной системы. В свинец-свинцовой системе координат (рис. 3, В,а) не наблюдается единой линейной зависимости для всех точек. В то же время кислотное выщелачивание приводит к весьма эффективному разделению примесного и обыкновенного свинца (обр. 532/2). Модельные возрасты свинца остатков после выщелачивания для разных проб варьируют от 1.04 (обр. 532/1) до 1.97 (обр. 532/2) млрд. лет. На свинец-свинцовой диаграмме точки расположены вблизи мантийной эволюционной кривой. Наименее радиогенный  $Pb$  остатка в  $Pb-Pb$  координатах укладывается на мантийную эволюционную кривую модели плюмботектоники (0.95M + 0.05 BK) с небольшим смещением в верхнекор-

вую область и отвечает модельному возрасту 1.98 млрд. лет. В торогенно-ураногенной системе координат (рис. 3, В,б) эта же точка (обр. 532/2) расположена между мантийной и нижнекоревой эволюционными кривыми (0.59M + 0.41 НК) с модельным возрастом 1.83 млрд. лет.

Таким образом, проведенные исследования изотопного состава свинца КПШ в гранитах Кодарского массива показали открытость в них изотопных систем под влиянием неравномерно проявленных наложенных процессов. Несмотря на это, по полученным данным удается установить мантийно-нижнекоревой источник вещества. Модельный возраст свинца 1.83 - 1.98 млрд. лет.

Из гранитоидов Пуричиканского массива исследовано 3 образца КПШ. Кислотная обработка привела к эффективному отделению радиогенной компоненты. В свинец-свинцовой системе координат (рис. 3, Г, а) расположение точек близко к линейному и только большие погрешности определения изотопных отношений в выщелатах приводят к большой погрешности в определении возраста по углу наклона изохроны, описываемой уравнением

$$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = (0.123 \pm 0.031) ^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} + (13.2 \pm 0.5), \\ \text{СКВО} = 0.1.$$

Возраст  $t = (2.07 \pm 0.43)$  млрд. лет.

В торогенно-ураногенной системе координат (рис. 3, Г,б) точки, отвечающие изотопным составам свинца в выщелатах и остатках, лежат на двух прямых, расположенных под углом друг к другу. Однако малое различие в углах наклона этих прямых, обусловленное близкими между собой торий-урановыми отношениями во включениях, продуцирующих радиогенный свинец, мешает точному вычислению координат точки их пересечения. Однако наблюдаемая тенденция позволяет предполагать близость наименее радиогенного изотопного состава свинца в остатке после выщелачивания к «истинно» первичному изотопному составу свинца гранитоидов Пуричиканского массива. Как в свинец-свинцовых, так и в торогенно-ураногенных координатах точка изотопного состава этого свинца расположена вблизи мантийной эволюционной кривой с модельным возрастом порядка 2 млрд. лет.

Из гранитов Каларского массива исследовано 2 образца КПШ. Кислотное выщелачивание привело к эффективному отделению радиогенной компоненты свинца. В координатах свинец-свинцовой изохроны (рис. 3, Д, а) точки выщелатов и остатков образуют линейную зависимость, описываемую уравнением

$$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = (0.140 \pm 0.016) ^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} + (12.9 \pm 0.2), \\ \text{СКВО} = 0.7.$$

Низкое значение параметра СКВО указывает на закрытость уран-свинцовой системы исследованных КПШ, что позволяет применить модель «расходящихся изохрон».

В торогенно-ураногенных координатах (рис. 3, Д,б) точки изотопных отношений свинца выщелата и остатка для каждого образца

КПШ лежат на прямых, расположенных под углом друг к другу и пересекающихся в точке с координатами  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 1.0028$  и  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2.333$ , что совпадает с изотопным составом свинца в остатке после выщелачивания пробы 125 и указывает на близость этого значения к изотопным отношениям первичного свинца гранитов. Подставляя найденное значение  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  в уравнение  $\text{Pb}-\text{Pb}$  изохроны, можно найти соответствующее значение  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . В свинец-свинцовых координатах изотопный состав первичного свинца отвечает модельному возрасту 1.77 млрд. лет при соотношении вещества источников  $0.43\text{M} + 0.57\text{HK}$ . В торогенно-ураногенной системе координат соответственно 1.83 млрд. лет и  $0.58\text{M} + 0.42\text{HK}$ .

Таким образом, исследования свинцово-изотопных систем КПШ Каларского массива показали их закрытость и позволило установить мантийно-нижнекоровый источник с модельным возрастом 1.77-1.83 млрд. лет.

Суммируя результаты, полученные по изотопному составу свинца в гранитоидах Кодарского комплекса, можно отметить, что для Кодарского, Каларского и Пуричиканского массивов изотопные данные свидетельствуют о мантийно-нижнекоровом источнике вещества, а модельные возрасты лежат в интервале 1.77-2.10 млрд. лет (более молодое значение - для Каларского массива, а более древнее - для Пуричиканского).

Куандинский комплекс. Было изучено три образца КПШ из гнейсо-гранитов этого комплекса. Кислотное выщелачивание не приводит к получению примитивных изотопных составов свинца в остатке, что свидетельствует о перекристаллизации исследованных минералов.

В свинец-свинцовых координатах (рис. 3, Е,а) точки не образуют линейной зависимости и разбросаны между мантийной и верхнекоровой эволюционными кривыми. Прямая, проведенная через точки выщелатов, пересекает верхнекоровую эволюционную кривую в точке, соответствующей модельному возрасту 1.8 млрд. лет. В торогенно-ураногенных координатах (рис. 3, Е,б) точки расположены в области, отвечающей низкому торий-урановому отношению.

Из полученных данных следует, что КПШ гнейсо-гранитов Куандинского комплекса содержат свинец, захваченный минералами в ходе наложенного процесса, с возрастом порядка 1.8 млрд. лет. Захваченный свинец имел изотопные характеристики, типичные для верхнекоровых образований (возможно - для самих гнейсо-гранитов).

Ничатский комплекс. Исследование трех образцов КПШ гранитов этого комплекса позволило достаточно однозначно ответить на вопрос о природе их источника. Кислотное выщелачивание привело к эффективному разделению различных компонентов свинца.

В свинец-свинцовых координатах (рис. 3, Ж,а) была получена четкая корреляционная зависимость, описываемая уравнением

$$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = (0.110 \pm 0.007) ^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} + (13.5 \pm 0.1), \text{СКВО} = 0.96.$$

Параметры линии регрессии отвечают значению возраста  $1800 \pm 120$  (1 $\sigma$ ) млн. лет. Сравнительно большая погрешность определения возраста связана с повышенной ошибкой измерения изотопного состава свинца в некоторых выщелатах. Получение линейной зависимости в свинец-свинцовых координатах позволяет применить модель «расходящихся изохрон» (рис. 3, Ж,б). Из рисунка видно, что все три линии выщелат-остаток (для пробы М-1 проведено два параллельных выщелачивания) пересекаются в одной точке с координатами  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.972$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2.224$ , определяющими изотопные отношения в первичном свинце гранитов Ничатского комплекса. Интересно то, что для двух проб (М-1 и М-4) остатки после выщелачивания имели практически идентичные значения изотопных отношений  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , что могло указывать на их соответствие первичному свинцу гранитов. Однако различие в отношениях  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  и применение модели «расходящихся изохрон» позволило уточнить изотопные характеристики первичного свинца в этом объекте.

В свинец-свинцовых координатах точка первичного изотопного состава расположена между мантийной и верхнекоревой эволюционными кривыми (0.23 ВК + 0.77 М) и соответствует модельному возрасту 1.69 млрд. лет. В торогенно-ураногенных координатах эта точка расположена вблизи верхнекоревой кривой эволюции в стороне, противоположной направлению к мантийной кривой, что указывает на чисто коровый источник с низким торий-урановым отношением (модельный возраст около 1.8-1.9 млрд. лет).

Таким образом, для палингено-метасоматических гранитов Ничатского комплекса по изотопному составу свинца в КПШ уверенно устанавливается верхнекоревой источник с модельным возрастом 1.69-1.9 млрд. лет.

Если считать, что породы, путем изменения которых образовались граниты Ничатского комплекса, имели первично мантийную природу, то можно приближенно оценить их возраст, задавшись величиной уран-свинцового отношения ( $\mu$ ) в мантии. Результаты такой оценки представлены в табл. 2.

Так как среди пород, обнажающихся в настоящее время в этом районе, наиболее реальным претендентом на роль прародителей Ничатских гранитов являются гнейсо-граниты Куандинского комплекса, приведенные выше наблюдения прямым образом связаны с проблемой возраста Куандинского комплекса.

### З а к л ю ч е н и е

Вся совокупность данных, полученных в результате исследования изотопного состава свинца в КПШ гранитоидов, представлена в табл. 3.

Можно считать установленным мантийно-нижнекоревой источник для гранитоидов Ирельского комплекса. Информация о первичном изотопном составе свинца не была утрачена, несмотря на наложенные процессы, которые повлияли на КПШ и сопровождалась захва-

Т а б л и ц а 2

Оценка возраста пород источника  
для гранитов Ничатского комплекса

U/Pb в мантии ( $\mu_1$ )	U/Pb в породах источника ( $\mu_2$ )	Возраст источ- ника, млрд. лет
7.2	10.3	3.5
7.5	10.9	3.1
7.7	12.0	2.7
7.8	14.8	2.3

том в минералы свинца. Несколько иная ситуация для минералов Чуйского и Куандинского комплексов. Для этих объектов наложенные процессы были столь сильны, что полностью стерли «память» о более ранних событиях. В изотопном составе свинца КПШ заложена информация о верхнекоровом «источнике» гранитов, которая отвечает уран-свинцовому и торий-урановому отношениям в самих гранитах и соответственно радиогенному изотопному составу свинца в них, накопленному ко времени наложенного процесса. Различие между куандинскими и чуйскими КПШ состоит лишь в том, что для первых наложенный процесс произошел в более древнее время (1.8 млрд. лет), чем для вторых (400 млн. лет). Тот факт, что в куандинских гранитах ко времени 1.8 млрд. лет было накоплено достаточное количество радиогенного свинца, указывает на то, что возраст этого объекта значительно (?) древнее.

Что касается гранитоидов Кодарского комплекса, то для тех из них, где изотопные системы КПШ оказались полностью или частично закрытыми (Кодарский, Каларский, Пуричиканский массивы), достаточно четко устанавливается мантийно-нижнекоровый источник. Этот факт свидетельствует о том, что магла была образована в результате плавления мантийного субстрата с возможной примесью древних пород высоких ступеней метаморфизма. Для перечисленных объектов существенный вклад верхнекоровой компоненты практически исключается, так как он должен был бы дать значительный изотопный эффект, учитывая большую разницу в изотопном составе и более высокую концентрацию свинца в верхнекоровых породах.

Наблюдаемое различие модельных возрастов может указывать как на разновозрастность исследованных массивов, так и на то, что все они имеют одинаковый возраст (порядка 2 млрд. лет), но в разной степени затронуты наложенными процессами. Первое предположение представляется более правдоподобным, так как ко времени наложенного процесса, произошедшего через 200 млн. лет после формирования гранитов, в их веществе, характеризующемся достаточно высоким уран-свинцовым отношением, должно было накопиться ощутимое количество радиогенного свинца, которое, будучи захваченным в КПШ, должно как уменьшать модельный возраст, так и указывать на вклад верхнекорового компонента. Однако первое наблюдается, а второе — нет. Этот факт указывает на то, что

Т а б л и ц а 3

Модельные параметры первичного свинца КППШ из ряда протерозойских гранитоидов Байкальской горной области

Объект	Изотопный состав первичного свинца			Одностадийная модель			Модель Стейси-Краммерса			Модель $Pb$ -тектоники	
	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{208}Pb}{^{204}Pb}$	$t$ , млрд. лет	$\frac{^{238}U}{^{204}Pb}$	$\frac{^{232}Th}{^{238}U}$	$t$ , млрд. лет	$\frac{^{238}U}{^{204}Pb}$	$\frac{^{232}Th}{^{238}U}$	$t$ , млрд. лет	Источник
Комплексы:											
Ирельский	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.85*	M+НК
Чуйский	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.4*	ВК
Куандинский	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.8*	ВК
Ничатский	15.739	15.280	35.032	1.29	7.94	3.73	1.65	9.49	3.46	1.85	ВК
										1.69	0.23ВК+0.77M
Кодарский:											
Кодарский массив	15.040	15.108	35.133	1.69	7.83	4.34	1.97	9.30	4.24	1.83	0.59M+0.41НК
										1.98	0.95M+0.05ВК
Каларский массив	14.995	15.037	34.995	1.65	7.69	4.26	1.89	8.84	4.14	1.83	0.58M+0.42НК
										1.77	0.43M+0.57НК
Пуричканский массив	14.862	15.103	34.835	1.81	7.85	4.27	2.12	9.61	4.15	2.00	0.99M+0.01НК

\* Параметры источника определены по пересечению изохроны с эволюционными кривыми.

П р и м е ч а н и е. Условные обозначения: М - мантия; ВК - верхняя кора; НК - нижняя кора.

отрезок времени, прошедший между образованием вещества гранитного состава (с соответствующим гранитам уран-свинцовым отношением) и захватом свинца в КПШ, был слишком мал, для того чтобы успел накопиться радиогенный компонент свинца.

Таким образом, можно предполагать, что в Кодарском комплексе имеется несколько разновозрастных пород, произошедших из единого мантийно-нижнекорового источника. В отношении гранитов Ничатского комплекса свинцово-изотопные данные однозначно свидетельствуют об их верхнекоровом источнике, что не противоречит палингено-метасоматическому происхождению этих гранитов. Наиболее правдоподобно предположить, что субстратом для этих гранитов являлись гнейсо-граниты Куандинского комплекса, возраст которых в таком случае должен быть значительно больше 2 млрд. лет.

Проведенное исследование изотопного состава свинца в КПШ из ряда протерозойских гранитоидов Байкальской горной области, кроме рассмотренных выше геологических выводов, позволяет также сделать выводы методического плана. Удалось установить работоспособность модели «расходящихся изохрон» для закрытых уран-торий-свинцовых систем КПШ, а также показать преимущество модели плюмботектоники, дающей наиболее согласующиеся с радиологическими значения модельных возрастов и позволяющей получить адекватную информацию об источнике вещества гранитоидного магматизма.

#### Л и т е р а т у р а

Балашов Ю.А., Карпенко С.Ф., Филиппов Л.В. Изотопы стронция, неодима, кислорода и редкоземельные элементы как индикаторы источников и эволюции гранитоидного магматизма. — Геохимия, 1982, № 12, с. 1705-1717.

Доу Б.Р., Зартман Р.Е., Стейси Дж.С. Общая теория плюмботектоники: Восемнадцатое чтение им. В.И. Вернадского, 12 марта 1976 года. М., 1979. 48 с.

Доу Б.Р., Харт С. Влияние контактного метаморфизма на изотопный состав свинца калиевых полевых шпатов в районе штока Эльдора, Колорадо. — В кн.: Изотопы свинца в рудных месторождениях. М., 1969, с. 229-239.

Катанзаро И., Гаст П. Изотопный состав свинца полевых шпатов пегматитов. — Там же, с. 221-228.

Кокс К.Г., Белл Дж. Д., Панкхерст Р.Дж. Интерпретация изверженных горных пород. М., 1982. 414 с.

Неймарк Л.А. Количественные модели эволюции системы кора-мантия по изотопам Pb. — В кн.: Геохимия радиогенных изотопов на ранних стадиях эволюции Земли. М., 1983, с. 151-167.

Пушкарев Ю.Д. Геохимия изотопов стронция, свинца, неодима в связи с эволюцией системы кора-мантия. — Там же, с. 97-150.

Ричардс Дж.Р. Некоторые соображения об изменении изотопного состава свинца во времени. — Геохимия, 1981, № 1, с. 17-36.

D o e B.R., D e l e v e a u x M.N. Lead isotope investigations in the Minnesota River Valley - late-tectonic and post-tectonic granites. - Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1980, N 182, p. 103-112.

D o e B.R., T i l l i n g R.J. The distribution of lead between coexisting K-feldspar and plagioclase. - Amer. Mineralogist, 1967, vol. 52, N 5-6, p. 805-810.

D o e B.R., T i l t o n G.R., H o p s o n C.A. Lead isotopes in feldspars from selected granitic rocks associated with regional metamorphism. - J. Geophys. Res., 1965, N 70, p. 1947-1968.

L u d w i g K.R., S i l v e r L.T. Lead isotope heterogeneity in igneous potassium feldspars. - Geol. Soc. Amer. Abstr. Progs., 1970, vol. 2, N 7, p. 611-619.

L u d w i g K.R., S i l v e r L.T. Lead isotope inhomogeneity in precambrian igneous K-feldspars. - Geochim. et cosmochim. acta, 1977, vol. 41, N 10, p. 1457-1471.

M a i r T.A., M a y n e s A.D., P a t - c h e t t G.E., R u s s e l R.D. Isotopic evidence on the origin and age of the Blind River uranium deposits. - Geophys. Res., 1960, vol. 65, N 1, p. 316-341.

M u r t h y V.R., P a t t e r s o n C. Lead isotopes in ores and rocks of Butte, Montana, - Econ. Geol., 1961, vol. 56, N 1, p. 59-67.

S i n h a A.K. Removal of radiogenic lead from potassium feldspars by volatilisation. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1969, vol. 7, N 2, p. 109-115.

S t a c e y J.S., K r a m e r s J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 26, N 2, p. 207-221.

S u n S.S. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. - Phil. Trans. Roy. Soc. London. A, 1980, vol. 297, N 1431, p. 409-447.

T e r a F. Aspects of isochronism in Pb-isotope systematics: Application to planetary evolution. - Geochim. et cosmochim. acta, 1981, vol. 45, N 9, p. 1439-1449.

T i l t o n G.R., S t e i g e r R.H. Mineral ages and isotopic composition of primary lead at Manitowage, Ontario. - J. Geophys. Res., 1969, vol. 74, N 8, p. 2118-2132.

V i t r a c A.M., A l b a r e d e F., A l - l e g r e C.J. Lead isotopic composition of Hercynian granitic K-feldspars: Constrains of continental genesis. - Nature, 1981, vol. 291, N 5815, p. 460-464.

Y o r k D. Least squares fitting of a straight line with correlated errors. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1969, vol. 5, N 5, p. 320-324.

Z a r t m a n R.E., D o e B.R. Plumbotectonics - the model. - Tectonophysics, 1981, vol. 75, N 1-2, p. 135-162.

Z a r t m a n R.E., W a s s e r b u r g G.J. The isotopic composition of lead in potassium feldspars from some 1,0 b.y. old North American igneous rocks. - Geochim. et cosmochim. acta, 1969, vol. 33, N 8, p. 901-942.

Е.Р. Друбецкой

### ИЗОТОПЫ ГЕОЛИЯ И АРГОНА В БАЗАЛЬТАХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ КСЕНОЛИТАХ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

С момента открытия первичного гелия в Земле (Мамырин и др., 1969; Clarke e.a., 1969) исследователи получили уникальный изотопный критерий, позволяющий судить не только о происхождении спонтанных газовых струй или гидротерм, но и о природе летучих, заключенных в кристаллической решетке и газовой-жидких включениях твердого вещества Земли. Уникальность изотопной гелиевой метки определяется, с одной стороны, широким диапазоном вариаций отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в земных объектах различного происхождения (от  $\sim 10^{-8}$  в радиогенном гелии древних пород коры до  $\sim 10^{-4}$  в газовой-жидких включениях в алмазах), с другой стороны, - диссипацией He в космическое пространство и связанной с этим явлением низкой степенью контаминации изучаемых объектов атмосферным гелием.

Если на начальных этапах изотопно-гелиевого изучения пород и минералов исследователей в основном интересовал вопрос, «мантийного» или «корового» происхождения летучие (Толстихин и др., 1972; 1976), то в дальнейшем внимание было обращено к попыткам решения глобальных задач, связанных с установлением изотопных характеристик различных участков мантии. В силу своей высокой подвижности благородные газы (и особенно гелий) должны быть достаточно хорошо перемешаны, по крайней мере в пределах одного резервуара. Сейчас достаточно надежно установленным можно считать факт существования больших участков мантии под срединно-океаническими хребтами (деплетированная мантия MORB), для типичных представителей которой (стекла толеитовых базальтов) получено удивительно постоянное отношение  $^3\text{He}/^4\text{He} \approx 1 \cdot 10^{-5}$  (или  $7-9 R_A$ , где  $R_A$  - соотношение изотопов гелия в атмосфере Земли:  $R_A = (^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{АТМ}} = 1.4 \cdot 10^{-6}$ ) (Kyser, Rison, 1982; Craig, Rison, 1983).

Значительно более высокими отношениями  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ( $20\text{--}25 R_A$ ) характеризуются щелочные базальты, однако и для них существенную роль может играть контаминация гелием из менее глубинного источника (Kurz e.a., 1983). По-видимому, наиболее «примитивным», характеризующим наиболее глубинный магматический очаг следует считать гелий, заключенный в фенокристах современных лав Гавайских вулканов.

Так, отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в фенокристах оливина и клинопироксена из лав Килауэа и Капухо достигает  $\sim 6 \cdot 10^{-5}$  ( $\geq 42 R_A$ ) (Kaneoka, Takaoka, 1980) и может рассматриваться как характеристика «необедненного» мантийного резервуара.\* Отметим, что отношение  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  в этих образцах лишь немного превышает атмосферное ( $\sim 400$ ), в то время как мантия типа MORB характеризуется существенно радиогенным аргоном ( $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} \approx 20000$ ). Какое место занимают ультраосновные ксенолиты в этом ряду изотопно-гелиевых характеристик?

Первые данные по изотопному составу гелия в ультраосновных ксенолитах щелочных базальтов были получены Толстихиным с соавторами (Tolstikhin e.a., 1974). Полученные отношения не превышали  $7 R_A$  ( $\sim 1 \cdot 10^{-5}$ ). Дальнейшие исследования подтвердили, что максимальные изотопные отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в ультраосновных ксенолитах практически не выходят из области, характерной для MORB (ксенолиты Гавай, некоторые лерцолиты Б. Каньона (США) (Hennecke, Manuel, 1975; Kurz e.a., 1983; Kyser, Rison, 1982). Для большинства известных ультраосновных ксенолитов других регионов (Ю.Африка, Камчатка, Мексика) характерен гелий с более низким, вплоть до атмосферного и ниже отношением  $^3\text{He}/^4\text{He}$  (Kaneoka e.a., 1977, 1978).

Таким образом, анализ литературных данных указывает на существование, по крайней мере, двух мантийных резервуаров с характерными изотопно-гелиевыми метками: это дегазированная верхняя мантия типа MORB ( $R \approx 8 R_A$ ) и слабо дегазированная мантия «горячих точек» типа Plum с более примитивным соотношением изотопов гелия  $\sim 40 R$ . Левский, Друбецкой (наст. сб., с. 110) показали, что для Земли в целом все разнообразие изотопно-гелиевых отношений в конечном итоге может быть обусловлено смешением резервуара типа Plum и радиогенного гелия земной коры. Ультраосновные ксенолиты и вмещающие их щелочные базальты несут при этом информацию о принадлежности заключенных в них газов (в данном случае — гелия) к тому или иному типу мантийного резервуара.

Описание образцов. Предметом настоящего исследования послужила коллекция образцов, отобранная А.Ф. Грачевым в Байкальской рифтовой зоне. Были изучены неоген-четвертичные щелочные базальты

\* Из рассмотрения исключены алмазы, в которых найден гелий с изотопными характеристиками, близкими к «солнечному» типу. Этот вопрос рассматривается в статье Л.К. Левского и Е.Р. Друбецкого (наст. сб., с. 110–127).

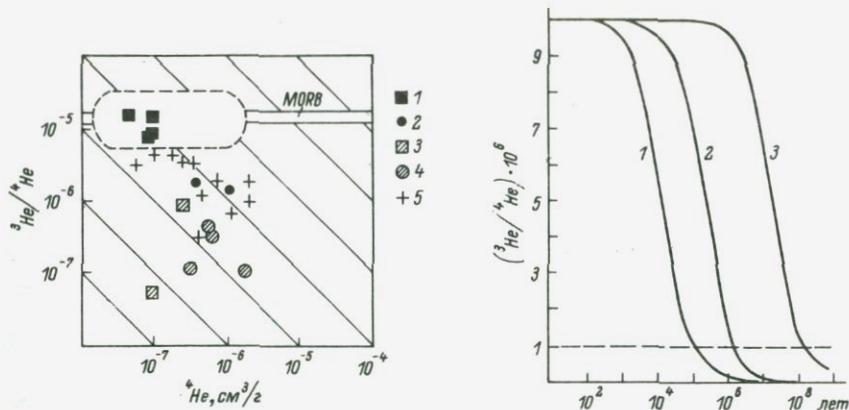


Рис. 1. Изотопы гелия в породах Байкальской рифтовой зоны.

1 - ультраосновные ксенолиты хр. Хамар-Дабан; 2 - вмещающие щелочные базальты хр. Хамар-Дабан; 3 - ультраосновные ксенолиты хр. Удокан; 4 - вмещающие щелочные базальты хр. Удокан; 5 - ультраосновные ксенолиты в базальтах Ю. Африки, Камчатки, Мексики, Новой Зеландии. Пунктиром показана область ультраосновных ксенолитов в щелочных базальтах Гавай, Б. Каньона (США), Центрального Французского массива, Исландии.

Рис. 2. Эволюция отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в базальтах в зависимости от исходной концентрации  $[^4\text{He}]_0$  при содержаниях  $[U] = 0,3$  мкг/г,  $[Th] = 1$  мкг/г.

$[^4\text{He}]_0$ , см<sup>3</sup>/г: 1 -  $10^{-9}$ ; 2 -  $10^{-8}$ ; 3 -  $10^{-6}$ .

хребтов Удокан и Хамар-Дабан, а также заключенные в них ультраосновные ксенолиты (шпинелевые лерцолиты), которые по комплексу петрологических и геохимических данных могут рассматриваться как представители вещества верхней мантии. В целом ареал кайнозойского вулканизма совпадает с обширной областью существования в Центральной Азии аномальной мантии, характеризующейся пониженными скоростями сейсмических волн. Существование этой зоны рассматривается как причина возникновения Байкальского рифта с присущим ему вулканизмом (Рогожина, 1977). Образец шпинелевого лерцолита № 978 был разделен на мономинеральные фракции (оливин и пироксен), для которых определялось содержание и изотопный состав гелия и аргона. Для ряда образцов определено содержание калия и рассчитан кажущийся К-Аг возраст.

Изотопия гелия\*. Ксенолиты хребта Хамар-Дабан. Данные по валовому определению изотопного состава гелия в образцах шпинелевых лерцолитов 978 и 826 (табл. 1) показали, что заключенный в них гелий тождествен характерному для дегазированной мантии типа MORB (рис. 1). Для сравнения на рис. 1 показана область, куда попадают данные по изотопии гелия в ультраосновных ксенолитах Гавайских островов (Hennecke, Manuel, 1975), Большого Каньона (Аризона) и Центрального Французского массива (Kyser, Rison, 1982). Видно, что полученные значения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в образцах хр. Хамар-Дабан несколько ниже, чем в гавайских, однако в обр. 826 и в оливине из лерцолита обр. 978 практически совпадают с ними. Такое различие может быть связано с незначительной добавкой радиогенного гелия, накопившегося в ксенолитах за счет распада U и Th за время их жизни после выноса к поверхности. В оливине, для которого характерно меньшее содержание U и Th, эта добавка практически не сказалась. Изотопный состав гелия ультраосновных ксенолитов Камчатки (Tolstikhin et al, 1974), Южной Африки, Новой Зеландии и Мексики (Kyser, Rison, 1982) оказывается существенно более низким (рис. 1).

Интересно отметить, что изотопный состав гелия в ксенолитах хр. Хамар-Дабан оказался близким и несколько больше обнаруженного в гидротермах расположенной рядом Тункинской впадины, где в термальных метановых водах из скважины на правом берегу р. Иркут близ с. Жемчуг был обнаружен гелий с отношением  $^3\text{He}/^4\text{He} = 9 \cdot 10^{-6}$  (Ломоносов и др., 1976), близкий к гелию гидротерм Исландии.

Ксенолиты хребта Удокан (табл. 1) характеризуются существенно меньшими изотопными отношениями  $^3\text{He}/^4\text{He}$  (на порядок величины в лерцолите 625/43 и более чем на два порядка в лерцолите 625/4к (рис. 1). Учитывая, что ксенолиты как Удокана, так и Хамар-Дабана почти полностью дегазированы при подъеме к поверхности Земли, а возраст вулканизма примерно одинаков, следует допустить, что наблюдаемое различие было присуще им изначально. Наиболее вероятно, что ксенолиты Удокана были захвачены из менее глубинного, контаминированного радиогенным гелием резервуара. На справедливость такого предположения указывают следующие данные по базальтам.

**Базальты.** По сравнению с ультраосновными ксенолитами базальты характеризуются на порядок меньшими отношениями

---

\* Изотопный анализ гелия был выполнен на магнитно-резонансном масс-спектрометре МИ-9303 в СКБ Аналитического приборостроения НТО АН СССР. Автор приносит искреннюю благодарность И.Ю. Гудковой, помогавшей ему в этой работе, а также «хозяевам» прибора – сотрудникам лаборатории геохимии изотопов ГЕОХИ АН СССР за предоставленную возможность работы на масс-спектрометре.

Т а б л и ц а 1

Концентрация и изотопный состав гелия в породах  
Байкальской рифтовой зоны

Номер образца	Порода	$[^4\text{He}] \cdot 10^{-8} \text{ см}^3/\text{г}$	$(^3\text{He}/^4\text{He}) \cdot 10^{-6}$
Х р е б е т    Х а м а р - Д а б а н			
978	Шпинелевый лерцолит	10	$8 \pm 1.5$
826	" "	5	$12 \pm 2$
978	Оливин	10	$10 \pm 2$
978	Пироксен	10	$7 \pm 2$
978/1д	Базальт	40	$1.4 \pm 0.2$
978/1е	"	120	$1.2 \pm 0.2$
956	"	14	$0.2 \pm 0.1$
965/2	"	1800	0.04
Х р е б е т    У д о к а н			
625/4з	Шпинелевый лерцолит	30	$0.8 \pm 0.2$
625/4к	" "	10	0.05
625/1	Базальт	40	0.1
625/3м	"	100	$0.5 \pm 0.1$
625/4	"	60	$0.3 \pm 0.1$
511/7б	"	170	0.1

$^3\text{He}/^4\text{He}$ . Такая зависимость наблюдается в образцах из Удокана и Хамар-Дабана (табл. 1, рис. 1), хотя в обр. 965/2 получено значительно более низкое, практически радиогенное, соотношение изотопов гелия. Содержание  $^4\text{He}$  в этом базальте существенно больше, чем во всех остальных, и, по-видимому, связано с повышенным содержанием в нем U. Объяснение более низких, чем в ультраосновных ксенолитах, отношений  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в исследованных базальтах\* заключается в существенной роли радиогенного гелия, накопившегося после излияния магмы *in situ*. Скорость накопления радиогенного гелия определяется содержанием U и Th и может быть вычислена по формуле, предложенной в работе (Craig, Lupton, 1976):

$$C(^4\text{He}_{\text{раг}}) = 0.2355 \cdot 10^{-12} [U] [1 + 0.123 (Th/U - 4)],$$

\* Для зон современного вулканизма, как уже отмечалось ранее, щелочные базальты несут более глубинную, чем заключенные в них ксенолиты, изотопно-гелиевую метку.

где  $C(^4\text{He}_{\text{РАД}})$  — скорость накопления радиогенного  $^4\text{He}$  ((см<sup>3</sup>/г)·год<sup>-1</sup>),  $U$  и  $\text{Th}$  — концентрация в единицах ppm. Исходя из средних концентраций  $U$  и  $\text{Th}$  в щелочных базальтах 0,3 ppm и 1 ppm соответственно и принимая отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в магматическом очаге в момент излияния  $\sim 2 \cdot 10^{-5}$  (наблюдаемое в современных лавах), можно рассчитать теоретические кривые, иллюстрирующие процесс изменения первоначального отношения во времени в зависимости от исходной концентрации  $^4\text{He}_0$  в момент излияния, по формуле

$$R = \frac{R_0 [^4\text{He}]_0 / [^4\text{He}]_{\text{РАД}} + R_{\text{РАД}}}{R_{\text{РАД}} + 1},$$

где  $R, R_0$  и  $R_{\text{РАД}}$  — изотопное отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в данный момент, в исходном резервуаре и в радиогенном гелии соответственно;  $[^4\text{He}]_0$  — концентрация  $^4\text{He}$  в исходном резервуаре;  $[^4\text{He}]_{\text{РАД}}$  — концентрация радиогенного гелия. Для пород с кларковыми содержаниями радиоактивных элементов и лития  $R_{\text{РАД}} \approx 1 \cdot 10^{-8}$  (Morrisson, Pine, 1955).

Из рис. 2 видно, что при исходной концентрации  $[^4\text{He}]_0 \sim 10^{-8}$  см<sup>3</sup>/г за время  $\sim 2 \cdot 10^6$  лет изотопное отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  уменьшается на порядок величины, что мы и наблюдаем в исследованных базальтах.

Из приведенных выше рассуждений следует также и тот важный вывод, что щелочные базальты Хамар-Дабана изначально характеризовались более высокими отношениями  $^3\text{He}/^4\text{He}$ , чем базальты Удокана, — факт, хорошо согласующийся с данными по ксенолитам.

K-Ar датирование. Для предыдущих построений существенную роль играет возраст базальтового магматизма изученных регионов, поэтому для некоторых образцов базальтов и ксенолитов было определено содержание радиогенного Ar и рассчитан кажущийся K-Ar возраст.

Прежде чем приступить к обсуждению полученных результатов, следует отметить, что вулканы, не подвергшиеся в дальнейшем посткристаллизационным преобразованиям, считаются благодатным объектом для K-Ar датирования. При этом предполагается, что интервал между моментом образования и закрытием K-Ar системы мал по сравнению с возрастом вулкаников и что наследованный аргон отсутствует, т.е. произошла полная дегазация и «часы» встали на нуль. Если первое предположение в большинстве случаев справедливо, то второе, наоборот, неверно. Пренебрегать оставшимся в породе аргонном, унаследованным от предыдущей стадии развития в глубинах Земли, можно лишь в случае, когда количество «генетиче-

Т а б л и ц а 2

Кажущийся K-Ar возраст пород Байкальской рифтовой зоны

Номер образца	Порода	K, % <sup>*</sup>	<sup>40</sup> Ar <sup>**</sup>	<sup>40</sup> Ar <sub>РАД</sub>	$t_{\text{КАЖ}}$ , 10 <sup>6</sup> лет <sup>***</sup>
			10 <sup>-8</sup> см <sup>3</sup> /г		
978/1е	Базальт	1.44	60	34	6±1.5
978/1д	"	1.40	50	30	5.5±1.5
978	Шпинелевый лерцолит	0.09	16	4	14±3
978	Олевин	~0.01	10	2	40
625/1	Базальт	1.62	50	40	6±1.5
625/3м	"	1.8	13	4	3±1.5
625/4	"	1.19	160	13	5.5±1
625/4з	Шпинелевый лерцолит	0.09	32	10	30±5

\* Определено методом пламенной фотометрии.

\*\* Общее содержание <sup>40</sup>Ar с учетом бланка, составляющего ~2·10<sup>-8</sup> см<sup>3</sup>.\*\*\*  $\lambda_K = 0.581 \cdot 10^{-10}$  лет<sup>-1</sup>;  $\lambda_\beta = 4.96 \cdot 10^{-10}$  лет<sup>-1</sup>;  
 $^{40}\text{K}/\text{K}_{\text{общ}} = 1.167 \cdot 10^{-4}$ . Поправка дана с учетом неопределенности в измерениях содержания Ar и K.

ского» аргона мало по сравнению с радиогенным Ar, накопившимся in situ. Очевидно, что особенно существенным влияние избыточного Ar может быть при датировании молодых вулканических пород. Между тем возможность присутствия избыточного Ar даже не обсуждается в ряде работ, посвященных датированию молодых вулканитов (Багдасарян и др., 1981; 1983).

Присутствие избыточного Ar отмечается при датировании вулканитов, время образования которых хорошо известно (Gramlich, Naughton, 1972). Еще в большей степени сказанное относится к ультраосновным ксенолитам. Так, например, K-Ar возраст включений в кислых и щелочных лавах Гавай, излившихся в 1800 г., определен по оливину и пироксену ~3·10<sup>6</sup> лет (Funkhouser, Naughton, 1968). Для кратера Солт-Лейк (430 тыс. лет) данные по оливину и пироксену дают значение до 3·10<sup>6</sup> лет (Gramlich e.a., 1971). Ярким примером присутствия унаследованного <sup>40</sup>Ar являются такие глубинные объекты, как алмазы. Для алмазов из кимберлитовых трубок известного возраста получены K-Ar цифры до 9·10<sup>9</sup> лет (Ozima e.a., 1983).

Четким критерием, указывающим на присутствие в вулканических породах (и не только в вулканических!) избыточного <sup>40</sup>Ar, является изотопия гелия. Действительно, энергия активации гелия суще-

ственно меньше, чем аргона, и поэтому если сегодня мы находим в породе сохранившийся после дегазации избыточный  $^3\text{He}$ , то это неизбежно означает присутствие и магматогенного «генетического» аргона.

Учитывая сказанное, необходимо с особой осторожностью относиться к интерпретации цифр  $\text{K-Ar}$  возраста, определенного для вулканитов. Цифры кажущегося  $\text{K-Ar}$  возраста, полученные для некоторых образцов изученной коллекции, приведены в табл. 2.\* Для базальтов Удокана (обр. 625/1, 625/4) возраст определен в 5-7 млн. лет. Приблизительно такие же цифры кажущегося возраста получены для базальтов Хамар-Дабана (обр. 978/1е, 978/1д). Явно избыточный  $\text{K-Ar}$  возраст (до  $40 \cdot 10^6$  лет) рассчитан для ксенолитов Хамар-Дабана и Удокана (обр. 978, 625/4з). Исключение составляет лишь обр. 625/4к,  $\text{K-Ar}$  возраст которого совпадает с  $\text{K-Ar}$  возрастом базальтов. Интересно, что в этом образце практически не содержится избыточного  $^3\text{He}$  (табл. 1). Принимая во внимание приведенные выше соображения, полученный  $\text{K-Ar}$  возраст базальтов Удокана и Хамар-Дабана в (5-7)  $\times 10^6$  лет следует считать верхним пределом. Истинный возраст вулканизма для изученных образцов меньше.

Можно попытаться оценить возможное количество избыточного  $\text{Ar}$ , основываясь на изотопии  $\text{He}$  (по избыточному, «мантийному»  $\text{He}$ ):

$$[^{40}\text{Ar}]_{\text{изб}} = \frac{[^4\text{He}]_{\text{M}}}{(^4\text{He}/^{40}\text{Ar})_{\text{M}}}, \quad (1)$$

где  $[^4\text{He}]_{\text{M}}$  — доля мантийного гелия в данном образце;  
 $(^4\text{He}/^{40}\text{Ar})_{\text{M}}$  — соответствующее отношение в оставшемся после дегазации газе (с учетом фракционирования  $\text{He}$  и  $\text{Ar}$  при дегазации; для большинства известных базальтов это отношение  $\sim 3$ , а для ксенолитов  $\sim 0.3$ ). В свою очередь,

$$[^4\text{He}]_{\text{M}} \approx [^4\text{He}] \frac{R}{R_{\text{M}}}, \quad (2)$$

где  $[^4\text{He}]$  — общее количество  $\text{He}$  в образце;  $R$ ,  $R_{\text{M}}$  — отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в образце и в мантийном источнике соответственно (с большой степенью надежности:  $R_{\text{M}}$  вряд ли сущест-

---

\* Аргон определялся методом изотопного разбавления с помощью комплекса аппаратуры на базе масс-спектрометра МИ-1330. Методика определений и основные параметры комплекса описаны в работе (Друбецкой, Спрингсон, 1982).

венно отличается от характерной для мантии типа MORB величины, т.е.  $\sim 10 \cdot 10^{-6}$ ).

Общее решение для формул (1) и (2) имеет вид

$$[{}^{40}\text{Ar}]_{\text{изб}} = \frac{[{}^4\text{He}] R / R_M}{({}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar})_M} \quad (3)$$

Подставляя в формулу (3) параметры, например для обр. 625/1, получим содержание  $[{}^{40}\text{Ar}]_{\text{изб}} \approx 0.1 \cdot 10^{-8}$  см<sup>3</sup>/г, т.е.  $\sim 0.3\%$  от количества радиогенного  ${}^{40}\text{Ar}$  в этом базальте (табл. 2).

Таким образом, приведенная выше грубая оценка доли избыточного аргона дает основание считать, что кажущийся K-Ar возраст  $(5-7) \cdot 10^6$  лет, полученный для базальтов Удокана и Хамар-Дабана, близок к возрасту вулканизма. Подобная оценка для ксенолита (обр. 978) показывает, что практически весь измеренный в этом образце аргон является избыточным.

### З а к л ю ч е н и е

Имеющиеся в настоящее время данные дают основание для выделения в глубинах Земли двух мантийных резервуаров с существенно отличными изотопно-гелиевыми метками: дегазированной верхней мантии типа MORB с  $R \sim 1 \cdot 10^{-5}$  и слабо дегазированных более глубоких слоев мантии — «горячих точек» типа Plum с  $R \sim 6 \cdot 10^{-5}$ . Все наблюдаемое разнообразие изотопно-гелиевых соотношений в мантийных объектах может быть объяснено смешением указанных двух резервуаров.

Изученные ультраосновные ксенолиты хребтов Хамар-Дабан и Удокан (Балтийская рифтовая зона) существенно отличаются по своим изотопным характеристикам. Для первых они близки к характерным для большинства изученных ксенолитов Гавай, Исландии, Б. Каньона, Центрального Французского массива и отвечают мантийному источнику типа MORB.

Заметим, что время существования ксенолитов в земной коре (после выноса к поверхности) в принципе не должно приводить к различиям в изотопных соотношениях He, если имеется единый источник ксенолитов. Другими словами, разновозрастные ксенолиты из одного источника должны иметь близкий изотопный состав He. Отсюда следует, что значительно более низкие изотопные отношения He в изученных ксенолитах Удокана вряд ли можно объяснить, например, более древним их возрастом. По-видимому, эти ксенолиты связаны с другим, менее глубинным источником с более низким, чем в MORB, отношением  ${}^3\text{He}/({}^U+{}^{\text{Tn}})$ .

Вмещающие щелочные базальты обоих регионов характеризуются меньшими отношениями  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ , чем соответствующие ксенолиты.

Подобная «обратная» по сравнению с современными лавами картина может быть следствием «возрастного эффекта». Однако различие их между собой, по-видимому, так же как и для ксенолитов, связано с различными изотопными характеристиками источников магм, так как возраст тех и других базальтов близок. К-Аг данные показывают, что он лежит (для изученных образцов) в интервале 5-7 млн. лет.

#### Л и т е р а т у р а

Багдасарян Г.П., Герасимовский В.И., Поляков А.И., Гукасян Р.Х. Новые данные по абсолютному возрасту и химическому составу вулканических пород Байкальской рифтовой зоны. - *Геохимия*, 1981, № 3, с. 342-350.

Багдасарян Г.П., Поляков А.И., Рошина И.А. Возраст и химический состав мезозойско-кайнозойских базальтов Прибайкалья. - *Геохимия*, 1983, № 1, с. 102-108.

Друбецкой Е.Р., Спрингсон В.Д. Новый комплекс аппаратуры для изотопного анализа аргона. - В кн.: *Методические проблемы ядерной геологии*. Л., 1982, с. 121-129.

Левский Л.К., Друбецкой Е.Р. Изотопная стратификация мантии. - *Наст. сб.*, с. 110-127.

Ломоносов И.С., Мамырин Б.А., Прасолов Э.М., Толстихин И.Н. Изотопный состав гелия и аргона в некоторых гидротермах Байкальской рифтовой зоны. - *Геохимия*, 1976, № 11, с. 1743-1746.

Мамырин Б.А., Толстихин И.Н., Ануфриев Г.С., Каменский И.Л. Аномальный изотопный состав гелия в вулканических газах. - *Докл. АН СССР*, 1969, т. 184, № 5, с. 1197-1199.

Рогожина В.А. Некоторые особенности строения верхней мантии под Байкальской рифтовой зоной и прилегающими к ней территориями. - В кн.: *Роль рифтогенеза в геологической истории Земли*. Новосибирск, 1977, с. 41-53.

Толстихин И.Н., Друбецкой Е.Р., Эрлих Э.Н., Мамырин Б.А. К вопросу о происхождении кислых вулканических пород Камчатки. - *Геохимия*, 1976, № 7, с. 997-1002.

Толстихин И.Н., Мамырин Б.А., Хабарин Л.В. Аномальный изотопный состав гелия в некоторых ксенолитах. - *Геохимия*, 1972, № 5, с. 629-631.

Clarke W.P., Beg M.A., Craig H. Excess  $^3\text{He}$  in the sea: evidence for terrestrial primordial helium. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1969, vol. 6, N 2, p. 213-221.

Condomines M., Grönvold K., Hooper P.J., et al. Helium, oxygen, strontium and neodymium isotopic relationship in Icelandic volcanics. -

Earth and Planet. Sci. Lett., 1983, vol. 66, N 1, p. 125-136.

Craig H., Lupton J. Primordial neon, helium and hydrogen in oceanic basalts. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 31, p. 369-385.

Craig H., Rison W. Helium isotopes and mantle heterogeneity. - EOS, 1983, vol. 64, N 18, p. 348.

Funkhouser J., Naughton J. Radiogenic helium and argon in ultramafic inclusions from Hawaii. - J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, N 12, p. 4601-4607.

Gramlich J., Lewis V., Naughton J. Potassium-argon dating of holocene basalts of the Honolulu volcanic series. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, vol. 82, p. 1399.

Gramlich J., Naughton J. Nature of source material for ultramafic minerals from Salt Lake crater, Hawaii from measurement of helium and argon diffusion. - J. Geophys. Res., 1972, vol. 77, N 17, p. 3032-3042.

Hennecke E.W., Manuel O.K. Noble gases in an Hawaiian xenolith. - Nature, 1975, vol. 257, N 5529, p. 778-780.

Kaneoka I., Takaoka N. Rare gas isotopes in Hawaiian ultramafic nodules and volcanic rocks: constraint on genetic relationships. - Science, 1980, N 4450, p. 1366-1368.

Kaneoka I., Takaoka N., Aoki K. Rare gases in an phlogopite nodule and a phlogopite-bearing peridotite in South African Kimberlites. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, vol. 36, N 1, p. 181-186.

Kaneoka I., Takaoka N., Aoki K. Rare gases in mantle-derived rocks and minerals. - In: Terrestrial rare gases/Ed. E.C. Alexander, M. Ozima. Tokio, 1978, p. 71-83.

Kurz M.D., Jenkins W.J., Hart S.R., Clague D. Helium isotopic variations in volcanic rocks from Loihi Seamount and the island of Hawaii. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1983, vol. 66, p. 388-406.

Kyser T.K., Rison W. Systematics of rare gas isotopes in basic lavas and ultramafic xenoliths. - J. Geophys. Res., 1982, vol. 87, p. 5611-5630.

Morrison P., Pine J. Radiogenic origin of the helium isotopes in rock. - Ann. N.Y. Acad. Sci., 1955, vol. 62, p. 71-92.

Ozima M., Zachu S., Niton O.  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratio, noble gas abundance and K-Ar dating

of diamonds - an attempt to search for the records of early terrestrial history. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1983, vol. 47, N 12, p. 2217-2224.

T o l s t i k h i n I., M a m y r i n B.,  
K h a b a r i n L., E r l i c h E. Isotope composition of helium in ultrabasic xenoliths from volcanic rocks of Kamchatka. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1974, vol. 22, N 1, p. 75-84.

Л.К. Л е в с к и й

## ИЗОТОПЫ БЛАГОРОДНЫХ ГАЗОВ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЗЕМЛИ

Исследование распространенности первичных, радиогенных и радиоактивных изотопов, в частности изотопов благородных газов, имеют важное, а в ряде случаев определяющее значение для решения космогонических проблем.

Наше понимание раннего этапа развития Земли («догеологическая» эпоха), представления о первичных энергетических ресурсах, составе, исходной структуре, образовании и эволюции оболочек, наконец, о дегазации планеты во многом зависят от космогонических моделей происхождения Солнечной системы в целом и Земли в частности.

Современное развитие космогонии, в свою очередь, определяется успехами космохимии вообще и изотопной космохимии в особенности. Для последней важное значение имеют данные по изотопному составу и концентрации благородных газов в различных объектах Солнечной системы.

В рамках классической теории равновесной конденсации (Grossman, 1972) принималось, что благородные газы захватываются на последних (низкотемпературных) фазах конденсации и связаны, таким образом, с низкотемпературными минералами. Поскольку такие минералы составляют значительную часть вещества углистых хондритов, высокая концентрация благородных газов и других летучих в них находят как будто естественное объяснение. По изотопному составу газ в этом случае должен совпадать с солнечным, что же касается элементного распределения, то оно, как известно, существенно отличается от солнечного (космического) и для него характерен дефицит легких газов (гелия, неона). Этот вид распределения получил название планетарного, так как действительно напоминает распределение относительной концентрации газов в атмосфере внутренних планет (Земля, Венера, Марс (Mc Elroy, Prather, 1981)).

Углистые хондриты в этой связи нередко используются рядом исследователей как носители благородных газов и других летучих

для планет. Если это так, то элементные отношения газов для планеты в целом должны соответствовать таковым в углистых хондритах, а изотопный состав газов Солнца, углистых хондритов и Земли должен быть одинаков.

Однако уже первые исследования благородных газов в метеоритах начиная с ахондрита Старое Песьяное (Герлинг, Левский, 1956) показали, что имеет место значительная вариация изотопного состава газов, которую невозможно объяснить в рамках обычных локальных для Солнечной системы процессов, например радиоактивным распадом или реакцией расщепления ядер космическими лучами.

Последующее изучение благородных газов в углистых хондритах (Lewis e.a., 1975) разрушило представление о монолитности изотопного состава газов в них, что заставляет усомниться и в справедливости равенства, о котором говорилось выше, и всей схемы захвата первичных благородных газов. Однако до начала 70-х гг. концепция о гомогенной по изотопному составу протосолнечной туманности оставалась господствующей, пока после открытия гетерогенности изотопного состава кислорода (Clayton e.a., 1973) и других элементов не появились обоснованные сомнения в ее справедливости.

В качестве альтернативы была предложена идея соседней сверхновой, которая кажется приемлемой для объяснения изотопной гетерогенности, так как в общем случае изотопный состав элементов, выброшенных при взрыве сверхновой, отличается от изотопного состава элементов протосолнечного облака. Фаза атомизации вещества имеет место и в этой модели, однако изотопная гомогенизация отсутствует.

Концепция соседней сверхновой оказалась не без трудностей астрофизического и космохимического характера. В частности, после открытия радиогенного  $^{26}\text{Mg}$  как продукта распада короткоживущего  $^{26}\text{Al}$  создалось очевидное расхождение между хронометрами, основанными на  $^{129}\text{I}$  и  $^{244}\text{Pu}$ , которые приводили к длинной шкале  $\sim 10^8$  лет так называемого интервала образования (Reynolds, 1960), с одной стороны, и на  $^{26}\text{Al}$  (короткая шкала  $\sim 10^6$  лет) — с другой.

Для решения парадокса была предложена концепция двух последовательных сверхновых (Lee e.a., 1978). Последняя по времени генерирует только  $^{26}\text{Al}$  и является триггером для образования Солнечной системы. Представляется, однако, что эта концепция в большой степени является *ad hoc* гипотезой.

Следующий класс моделей (рис. 1), к которому принадлежит и модель, предлагаемая в настоящей работе, исключает непосредственное воздействие соседней сверхновой на образование Солнечной системы.

В модели Клейтона (Clayton, 1979) предлагается рассматривать экзотический пылевой компонент с аномальным изотопным составом элементов как результат быстрой конденсации вещества в звездных оболочках с последующим проникновением этого компонен-



Рис. 1. Модели образования Солнечной системы.

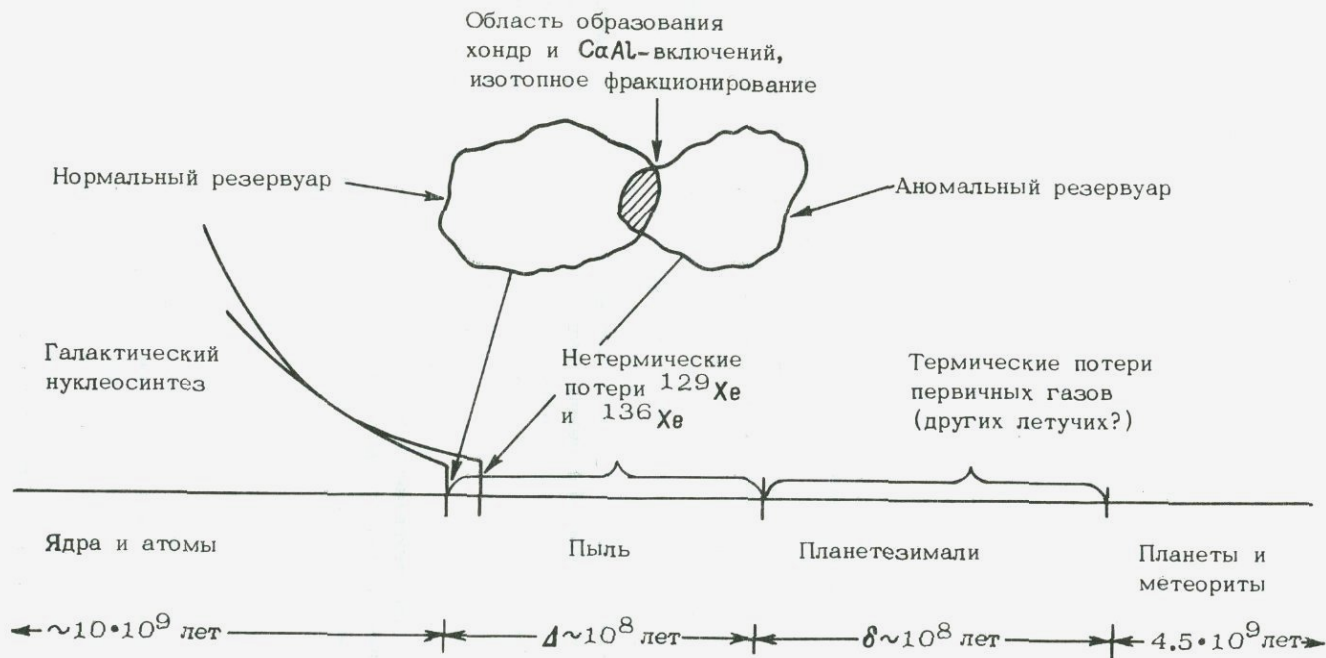


Рис. 2. Схема эволюции протосолнечного и протопланетного вещества.

та в протосолнечную туманность. Время образования аномального компонента  $\sim 10^9$  лет до образования Солнечной системы. Концепция досолнечной звездной пыли наталкивается на ряд затруднений, связанных, в частности, с алюминий-магниевым хронометром. Экспериментальные данные не соответствуют предсказаниям модели. Более того, наличие продуктов распада сравнительно долгоживущих  $^{129}\text{I}$  и  $^{244}\text{Pu}$  в объектах, магматическая дифференциация которых имела место после образования Солнечной системы (ахондриты, Земля), находится в противоречии с супердлинной шкалой для интервала образования, предлагаемой в этой модели.

Ниже рассматривается иной подход к решению проблемы (Левский, 1982; Левский, 1983). Совокупность экспериментальных данных по концентрации, элементным отношениям и изотопному составу благородных газов в различных объектах приводит к выводу о существовании на месте будущей Солнечной системы двух резервуаров, для каждого из которых характерно планетарное и космическое элементное распределение, а изотопный состав элементов, включая благородные газы, в общем случае различен.

Конденсация вещества в звездных оболочках, о которой речь шла выше, вероятно, имеет много общего для различных звезд и описывается приблизительно так же, как в моделях равновесной конденсации, хотя и зависит от конкретных  $p$ ,  $T$ ,  $t$ -условий. В общем случае скорость конденсации и средний размер пылинок различны и соответственно варьирует концентрация первичных планетарных и космических газов в них. Элементное планетарное распределение определяется захватом газов при конденсации вещества, а космическое распределение — взаимодействием пылевого компонента и ионной составляющей. Отметим, что в межзвездном газе отмечается дефицит ряда элементов (особенно труднолетучих), конденсирующихся в первую очередь, и одновременно отмечен дефицит аргона, который, по-видимому, захватывается конденсирующимся веществом.

Наиболее простое физическое воплощение концепции двух резервуаров представляется нам в виде столкновения двух газопылевых облаков на месте будущей Солнечной системы (рис. 2).

Перейдем к рассмотрению следствий подобного процесса. Столкновение определяет начало развития гравитационной неустойчивости системы, что в конечном счете приводит к образованию Солнца и планет. В соответствии с динамическими соображениями (Margolis, 1979) только небольшая часть одного из резервуаров («аномальным» изотопным составом элементов) включается в объединенную систему. Таким образом, изотопные аномалии, вероятнее всего, можно обнаружить для малой части Солнечной системы, т.е. для планет и метеоритов, в то время как для Солнца характерен изотопный состав «нормального» резервуара.

Химический состав Солнца в настоящей модели соответствует химическому составу газопылевого облака, которым определяется и состав наиболее примитивных и наименее метаморфизованных углистых хондритов. В конденсационной модели это совпадение

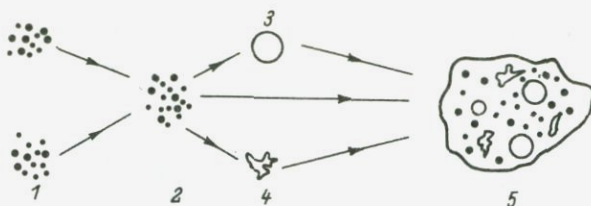


Рис. 3. Эволюция вещества хондритов.

1 - газопылевые резервуары (нормальный и аномальный); 2 - нагрев, частичное или полное испарение, конденсация, фракционирование элементов и изотопов; 3 - хондры; 4 - FUN-включения (обогащенные  $Ca$  и  $Al$ ); 5 - хондриты.

представляется, вообще говоря, удивительным и случайным. Действительно, процесс конденсации приводит к образованию высоко- и низкотемпературных конденсатов, которые затем объединяются в сложную гетерогенную структуру хондритов (рис. 3).

В месте столкновения облаков имело место трение между атомами газа и пылевыми частицами. Энергия трения или электрические высокотемпературные разряды привели к образованию хондр (подчеркнем, что первичные благородные газы в них практически отсутствуют). Можно предполагать, что в силу локализации этих процессов популяция хондр и самих хондритов была не очень велика.

Нагрев пылинок приводил не только к их расплавлению и образованию хондр, но и к их частичному или полному испарению. Эти процессы, по-видимому, имеют связь с происхождением так называемых FUN-включений (Wasserburg e.a., 1977), для которых характерны коррелированные эффекты изотопного фракционирования ( $F$ ) и неизвестных ядерных процессов ( $UN$ ). В данной модели фракционирование объясняется термическим возбуждением пылинок, а ядерные процессы - наличием двух различающихся по изотопному составу резервуаров. Фракционирование в процессе нагрева имеет место для пылинок, принадлежащих нормальному и аномальному резервуарам. Очевидно, однако, что удельный вес фракционированной доли для аномального резервуара неизмеримо больше, чем для нормального. Происхождение указанной корреляции в других моделях остается неясной и необъяснимой.

Согласно изотопной систематике ксенона в настоящей модели, земной ксенон близок к солнечному, а этот последний отличается как от  $AVCC$  (углистые хондриты), который, будучи смесью различных компонентов, принципиально не может быть аналогом солнечного ксенона, так и от  $SUCOR$  (Луна) - поверхностно-корреляционного ксенона лунной почвы, который по изотопному составу напоминает ксенон углистых хондритов, и его атрибуция как солнечного представляется в этой связи сомнительной.

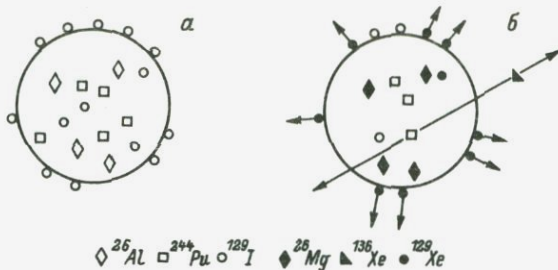


Рис. 4. Эволюция изотопов в первичных пылинках.

а — момент образования пылинок; б — перед образованием Солнечной системы.

Применение новой изотопной систематики благородных газов, в частности ксенона, для земных объектов позволяет оценить первичный изотопный состав ксенона в Земле и вычислить вклад от деления  $^{244}\text{Pu}$  (Левский, 1982а). Плутоний вместе с радиогенным ксеноном — продуктом распада  $^{129}\text{I}$  — дают возможность рассчитать время «ахондритизации» протоземных планетезималей, т.е. длительность ( $\delta \sim 10^8$  лет) этапа потери благородных газов и летучих, вероятно, включая такие как калий, рубидий и свинец. При некоторых, не слишком произвольных допущениях на основании этих данных можно оценить степень дегазации Земли и других планет.

Определение длительности периода «ахондритизации» и длительности предшествующего интервала образования хондритоподобного протоземного вещества, т.е. промежутка времени между прекращением нуклеосинтеза и аккрецией хондритов, требует дополнительного рассмотрения, учитывая особенности данной модели (Левский, 1984).

Космохронометры, основанные на  $^{129}\text{I}$ ,  $^{244}\text{Pu}$ ,  $^{26}\text{Al}$  и других радиоактивных изотопах, начинают действовать практически сразу же после конденсации вещества в звездных оболочках. Можно допустить, что величина отношений  $^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$  и  $^{244}\text{Pu}/^{238}\text{U}$  в момент конденсации соответствует модели непрерывного синтеза, однако, поскольку галактическое время конденсации пылевого компонента для двух резервуаров в общем случае различно, то различны и отношения  $^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$ ,  $^{244}\text{Pu}/^{238}\text{U}$  и  $^{129}\text{I}/^{244}\text{Pu}$  в каждом из них. В более «юном» резервуаре последнее отношение больше, что позволяет устранить возможное расхождение в показателях соответствующих космохронометров, не прибегая к гипотезе добавочного синтеза «в последний момент», как это требуется в модели сверхновой.

Последующее поведение  $^{136}\text{Xe}$  — продукта деления — и радиогенного  $^{129}\text{Xe}$  нетривиально (рис. 4). Первый, безусловно, теряется за счет энергии деления (пробег  $\sim 10\text{--}15$  мкм) из пылинок,

средний размер которых  $\leq 1$  мкм. Судьба  $^{129}\text{Xe}$ , имеющего незначительный пробег, сложнее и зависит во многом от космохимического поведения иода. Последний, будучи летучим, должен концентрироваться в основном на поверхности пылинок, но какая-то часть атомов иода будет спрятана в «недрах» пылинок. Поверхностный радиогенный  $^{129}\text{Xe}$  удерживается только силами Ван-дер-Ваальса и легко теряется. С другой стороны, сохранность внутри пылинок ксенона может служить объяснением парадоксальных вариаций первичного отношения  $^{129}\text{Xe}/^{132}\text{Xe}$  в различных метеоритах от 0.5 до 2.0.

Если принять во внимание сказанное выше, интервал образования примитивных хондритов в данной модели совпадает по абсолютному значению с соответствующей величиной  $\Delta$  в классической модели. Длительность интервала образования  $\sim 10^8$  лет астрофизически оправдана — она примерно соответствует перемещению вещества между галактическими рукавами, где вероятность столкновения газопылевых систем максимальна.

Вариация начального отношения  $(^{129}\text{I}/^{127}\text{I})_0$  в метеоритах объясняется в обсуждаемой модели за счет смешения вещества из двух резервуаров, имеющих различную исходную величину этого отношения, а не «растяжкой» ( $\sim 20 \cdot 10^6$  лет) времени конденсации различных метеоритов, как в конденсационной модели. Последнее трудно согласовать с представлениями о сравнительно коротком времени эволюции Солнечной системы.

Очевидно, в предлагаемой в настоящей работе модели  $^{26}\text{Al}$  практически полностью распадается до образования Солнечной системы и не может служить космохронометром для нее. В нашем случае два пылевых компонента имеют свое, в общем случае различное отношение  $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ , и на изохронном графике мы должны иметь совокупность изохронных зависимостей, часть из которых отвечает веществу одного резервуара, часть — веществу другого, а оставшиеся представляют собой линии смешения.

Вывод об отсутствии «живого»  $^{26}\text{Al}$  имеет значительные последствия для энергетических ресурсов малых родительских тел метеоритов и планет. В данной модели  $^{26}\text{Al}$  не может служить для них источником термической энергии, и следует искать иные источники энергии, необходимой для метаморфизма малых (родительских для планет и метеоритов) тел: аккреция, индукционный нагрев, нагрев за счет распада долгоживущих радиоактивных изотопов ( $^{244}\text{Pu}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{40}\text{K}$ ).

## Л и т е р а т у р а

Герлинг Э.К., Левский Л.К. Происхождение инертных газов в каменных метеоритах. — Докл. АН СССР, 1956, т. 110, с. 750–753.

Левский Л.К. Изотопы инертных газов в изотопно-гетерогенной Солнечной системе. — Геохимия, 1982, № 7, с. 933–945.

Левский Л.К. Изотопный состав первичного ксенона и деление  $^{244}\text{Pu}$ . - Геохимия, 1982а, № 5, с. 933-936.

Левский Л.К. Изотопно-космохимические модели образования вещества Солнечной системы: - В кн.: Геохимия радиогенных изотопов на ранних стадиях эволюции Земли. М., 1983, с.5-24.

Левский Л.К. Интервал образования Земли. - Геохимия, 1984, № 11, с. 1667-1673.

Clayton D.D. Supernova and the origin of the solar system. - Space Sci. Rev., 1979, vol. 24, N 2, p.147-226.

Clayton R.N., Grossman L., Mameda T.K. A component of primitive nuclear composition in carbonaceous meteorites. - Science, 1973, vol. 182, N 4111, p. 485-488.

Grossman L. Condensation in the primitive solar nebula. - Geochim. et cosmochim acta, 1972, v. 36, N 5, p. 597-619.

Lee T., Schramm D.N., Weibel P., Blake J.B. On the apparent conflict between the time scales inferred from cosmochronometers  $^{129}\text{I}$ ,  $^{244}\text{Pu}$  and  $^{26}\text{Al}$ . - US Geol. Surv. Open-File. Rep. 78-70, 1978, p. 246.

Lewis R.S., Srinivasan B., Anders E. Host phase of a strange xenon component in Allende. - Science, 1975, vol. 190, N 190, p. 1251-1262.

Manuel O.K., Sabu D.D. Elemental and isotopic inhomogeneities in noble gases: the case for local synthesis of the chemical elements. - Trans. Miss. Acad. Sci., 1975, vol. 9, N 1, p. 104-113.

Margolis S.H. Grain motions in the solar nebula. - Moon and Planets, 1979, vol. 20, N1, p. 49-59.

McElroy M.B., Prather M.J. Noble gases in the terrestrial planets. - Nature, 1981, vol.293, N 293, p. 535-539.

Reynolds J.H. Determination of the age of the elements. - Phys. Rev. Lett., 1960, vol. 4, N 1, p. 8-10.

Wasserburg G.J., Lee T., Panastassion D.A. Correlated O and Mg isotopic anomalies in Allende inclusions: 2. Magnesium. - Geophys. Res. Lett., 1977, vol. 4, N 7, p. 299-302.

Г.В. Овчинникова, С.З. Яковлева,  
А.Н. Комаров, О.А. Левченков,  
Н.И. Московченко

## ИССЛЕДОВАНИЕ U - Pb ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ СИСТЕМ ЭНДЕРБИТО-ГНЕЙСОВ ВЕРХНЕЛАРБИНСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО БЛОКА СТАНОВОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Известно, что для объектов, используемых в геохронологических исследованиях, должны соблюдаться два основных требования: постоянство изотопного состава дочернего элемента, вошедшего в геохронологическую систему при кристаллизации породы, и замкнутость материнско-дочерней системы со времени ее образования и до момента исследования. В случае U-Pb систем минералов и пород допускается одноактное нарушение либо первого, либо второго условия.

Полиметаморфическая история развития докембрийских, особенно раннеархейских гранулитовых пород создает сложную картину эволюции как свинца, так и урана, что сильно затрудняет интерпретацию получаемых экспериментальных данных. Как правило, для гранулитов характерно сильное обеднение ураном по сравнению с породами более низкой степени метаморфизма (Black *et al.*, 1973; Welke Nicolaysen, 1981; Cray, Oversby, 1972; Reynolds, 1971; Chapman, Moorbath, 1977; Moorbath *et al.*, 1975).

Степень миграции урана контролируется формой нахождения урана в породах и его растворимостью в метаморфических флюидах. Последняя зависит от фугитивности  $O_2$  и  $H^+$ , природы и концентрации комплексообразующих агентов, температуры и количества растворов, проходящих через породу (Barbey, Coney, 1982).

Обычно метаморфические флюиды пород гранулитовой фации обогащены  $CO_2$  и CO (Файф и др., 1981). В этих условиях возможен вынос урана, который обусловлен образованием растворимых комплексов карбоната уранила. В ряде специфических случаев, когда, например, в присутствии большого количества титана, графита либо сульфидов железа сохраняется низкая фугитивность  $O_2$ , растворимость урана в метаморфических растворах сильно снижается, что не приводит к обеднению этим элементом пород, подвергшихся высокотемпературному гранулитовому воздействию (Taylor, 1975).

В наиболее часто встречающихся случаях, когда гранулитовые породы обеднены ураном, следует ожидать низкого значения величины  $\mu = {}^{238}U / {}^{204}Pb$ , что должно привести к слаборадиогенному изотопному составу содержащегося в породе свинца. Кроме того, если породы долго находились в  $p-T$ -условиях регионального гранулитового метаморфизма и за это время было достигнуто относительно однородное распределение Pb и U по объему пород, то в силу близких значений параметров  $\mu$  в разных объемах метаморфизованной породы изотопный состав свинца в ней должен варьировать слабо (Неймарк, 1981).

Однако в породах, подвергшихся метаморфизму высокой степени, как правило, наблюдается значительный разброс изотопных отношений свинца на графике  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , что является, очевидно, результатом более поздних наложенных процессов. Положение усугубляется еще и большим влиянием наложенных процессов, связанных с привнесом урана в систему (регрессивные фазы метаморфизма, диафорез, гранитизация), что резко смещает изотопный состав свинца в сторону больших радиогенных добавок (Соботович и др., 1974; Montgomery, Hurley, 1978; De Paolo e.a., 1982). Поэтому U-Pb история гранулитов обычно более сложна, чем двухстадийная, и эволюция свинца в таких образованиях как минимум трехстадийна.

В связи с вышеизложенным для правильного отбора образцов пород и отдельных минеральных фракций для геохронологических целей, а также для понимания полученных результатов необходимо предварительное исследование поведения свинца и урана в породах, намеченных для возрастных определений.

Естественно, что в каждом конкретном случае в зависимости от флюидного режима и  $p$ - $T$ -условий наложенного процесса степень миграции исследуемых элементов может значительно варьировать. Однако общая направленность поведения этих элементов в породах одного состава и генезиса и при сходных метаморфических воздействиях должна сохраняться.

Цель настоящей работы - определение возраста пород, испытавших высокотемпературные гранулитовые преобразования, и получение информации о поведении Pb и U в этих породах. Объект исследования - эндербито-гнейсы Верхнеларбинского блока гранулитов Становой складчатой области. Необходимо отметить, что уточнение возрастного рубежа формирования эндербито-гнейсов имеет принципиальное значение для решения проблемы временных соотношений пород гранулитовой и амфиболитовой фаций в пределах Становой складчатой области, а также их правильной корреляции с комплексами сопредельных геоструктур. Эти вопросы издавна вызывают острую дискуссию, тем более, что за последние годы появились данные о неоднократном проявлении гранулитового метаморфизма (Дук, 1977; Московченко и др., 1985) и относительно молодом возрасте гранулитов, связанных с позднэархейским зональным метаморфизмом, определившим главные особенности состава и структуры пород рассматриваемой тектонической области (Бибикова и др., 1984).

Исследуемые эндербиты в виде жил и небольших интрузий прорывают мигматизированные складчатые и рассланцованные основные кристаллические сланцы с гранулитовыми парагенезисами более раннего высокотемпературного метаморфизма. Минералообразование в самих эндербитах включает ряд стадий. Оно сопровождается дифференциацией исходного состава, образованием тонкой полосчатости и происходит в рамках одного этапа деформаций, указывая на крайне незначительный разрыв во времени стадий становления и высокотемпературной перекристаллизации пород.

Т а б л и ц а 1

Состав (в %) эндербито-гнейсов Верхнеларбинского гранулитового блока

Оксиды	Номер образца					
	261	260в	277	275в	262б	262
SiO <sub>2</sub>	58.44	49.04	50.32	61.02	66.78	67.02
TiO <sub>2</sub>	0.68	0.65	1.11	0.71	0.37	0.35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.52	17.10	18.73	16.72	15.81	15.85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.27	2.15	3.50	1.31	1.21	1.53
FeO	3.67	3.96	6.55	4.54	2.38	2.09
MnO	0.08	0.09	0.12	0.08	0.04	0.03
MgO	2.91	3.78	4.56	2.83	1.41	1.25
CaO	6.12	5.45	7.68	4.67	3.78	3.12
Na <sub>2</sub> O	4.88	4.30	4.15	3.73	3.88	3.78
K <sub>2</sub> O	1.20	1.72	1.52	2.76	2.67	3.48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.25	0.24	0.56	0.38	0.13	0.11
H <sub>2</sub> O (105 °C)	0.08	0.06	0.08	0.14	0.10	0.08
П.п.п.	1.37	1.20	1.07	0.60	0.96	0.87
Сумма	99.47	99.74	99.95	99.49	99.52	99.56

Исходный парагенезис эндербитов представлен Гип-Кл-Пл-Рог<sup>бур</sup>-Кв-Ап-Руд (обр. 261). Плагноклаз содержит антипертитовые врос-ки. Отмечаются редкие чешуйки биотита. На ранней стадии изменения обособляются агрегаты перекристаллизованного более кислого плагноклаза и кварца, которые совместно с бурым амфиболом вытесняют гиперстен. Клинопироксен в этой ассоциации не отмечается (обр. 275в и 260в). Одновременно возникают меланократовые слои, обогащенные клинопироксеном, амфиболом, апатитом (обр. 277). Здесь гиперстен уступает место клинопироксену, а затем эти минералы замещаются бурым амфиболом. Полосчатость усиливается одновременно с появлением калиевого полевого шпата, который развивается по лейкократовым слоям, представленным в конечном итоге чарнокито-гнейсами с парагенезисом Гип-Пл-Кв-Би-Рог<sup>бур</sup> (обр. 262 и 262б). Плагноклаз раскисляется и замещается калиевым полевым шпатом. При этом уменьшается количество апатита. Гиперстен замещается биотитом, а позднее карбонатами и гидроокислами железа.

Было проанализировано 6 образцов пород в целом, а также минеральные фракции плагноклазов и цирконов, выделенные из этих образцов. В табл. 1 приведены химические составы исследуемых образцов.

Методика эксперимента. Изотопные исследования. Методика химического выделения Рb и U из пород

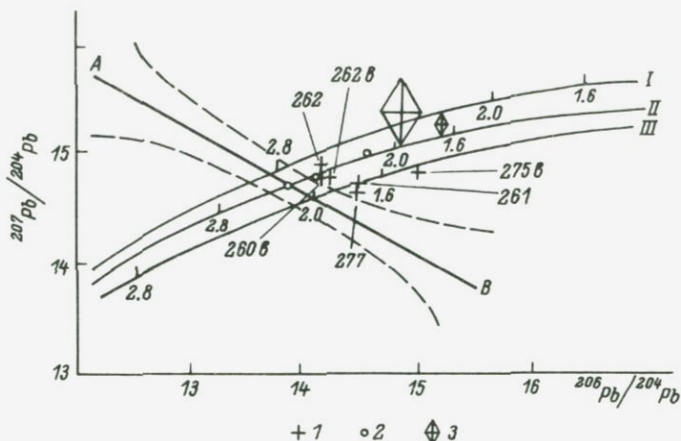


Рис. 1. График в координатах  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  —  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  для эндробитов Верхнеларбинского гранулитового блока.

1 — породы в целом; 2 — плагиоклазы (остатки после выщелачивания в  $\text{HNO}_3$ ); 3 — азотнокислые выщелочки плагиоклазов; и и ф р ы около экспериментальных точек — номера проб (размеры значков соответствуют экспериментальным ошибкам). АВ — линия смешения неподдержанных ураном свинцов; пунктиром очерчен полигон ошибок; I, II, III — кривые накопления свинца верхней коры, мантии и нижней коры соответственно. Ц и ф р ы у кривых — возраст, млрд. лет.

и минералов описана в статье С.З. Яковлевой и Г.В. Овчинниковой (1985).

Измерения изотопного состава проводились на масс-спектрометре МИ-1201. Свинец измерялся с использованием эмиттера — суспензии мелкодисперсного порошка  $\text{SiO}_2$  марки Аэросил; уран — в трехленточном варианте.

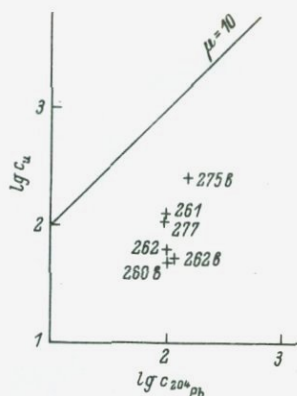
Радиографические исследования. Петрографические шлифы пород на кварцевых предметных стеклах в контакте со слюдяными детекторами облучали в потоке тепловых нейтронов ядерного реактора. После облучения радиографии на детекторах совместно со шлифами просматривали под микроскопом. Концентрацию урана в отдельных минералах определяли путем подсчета треков осколков деления урана и сравнения их с числом треков от эталона ВСР-1.

Определение времени последнего термического события методом треков проводили в «популяционном» варианте по апатитам с помощью внешнего детектора по цирконам.

Обсуждение результатов. Результаты исследования и полученные аналитические данные представлены в табл. 2–5 и на рис. 1–3.

Рис. 2. Зависимость между  $\lg C_U$  и  $\lg C_{204Pb}$  для эндербитов Верхнеларбинского гранулитового блока.

Ц и ф р ы у экспериментальных точек — номера проб.



Характерной особенностью изученных образцов эндербитов является то, что почти весь находящийся в них уран приурочен к двум аксессуарным минералам (табл. 2). В значительной степени уран концентрируется в цирконе и меньше в апатите (рис. 3). На долю породообразующих минералов (лейкократовых и меланократовых в сумме) приходится всего несколько процентов от валового содержания урана. Это небольшое количество неравномерно распределено по трещинам, межзерновым промежуткам, частично приурочено к очень слабым участкам изменений или микровыделениям гидроокислов железа. Изоморфно в структуру меланократовых минералов в данном случае может входить крайне небольшая часть урана. Среднее содержание урана в цирконе и апатите, по данным осколкорadiографии, несколько варьирует от образца к образцу и коррелирует с общим содержанием урана в породе. В то же время содержание урана в породообразующих минералах не зависит от валового содержания в породе. Наблюдаемое распределение урана могло возникнуть как при магматическом становлении, так и при метаморфическом преобразовании пород.

Т а б л и ц а 2

Распределение урана в эндербитах

Номер образца	Содержание урана, $10^{-6}$ г/г				Распределение урана по минералам, %		
	порода в целом	породообразующие минералы	apatит	циркон	породообразующие минералы	apatит+циркон	микровключения
261	0.127	0.003	0.81	100	2	95	3
260B	0.050	0.002	0.19	-	4	96	-
262	0.063	0.004	0.19	90	7	93	-
262B	0.052	0.003	0.39	90	6	94	-
275B	0.258	0.004	2.9	100	2	98	-
277	0.107	0.007	1.4	90	7	82	11

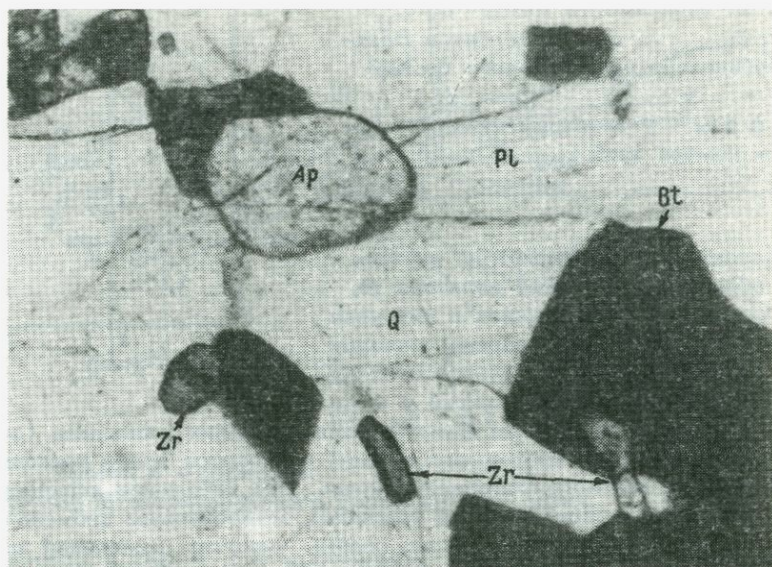


Рис. 3. Циркон и апатит в эндербите. (Шлиф в проходящем свете).

Такое низкое содержание урана, а также мелкозернистый тип пород должны привести к достаточно однородному низкорациогенному характеру изотопных отношений свинца. Как и следовало ожидать, породы имеют достаточно примитивный по изотопному составу свинец и низкие значения параметра  $\mu = {}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$  (табл. 3). Однако отсутствие изохронной зависимости для варьирующих изотопных отношений свинца пород в целом в координатах  ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$  (СКВО = 10.2) и отрицательное значение тангенса угла наклона линии регрессии позволяют предположить, что эволюция свинца в исследованных образцах отвечает более сложной, чем двухстадийная, системе развития.

Результаты расчета параметров прямых, построенных в системах координат  ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - {}^{238}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$  ( $t = 3.3 \cdot 10^9$  лет) и  ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - {}^{235}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$  ( $t = 0.503 \cdot 10^9$  лет), по статистическому критерию (СКВО - 9.87 и 5.52 соответственно) показывают, что эти линейные зависимости ближе к изохронным, чем Pb-Pb построение. Однако сильно расходящиеся значения возраста ( $3.3 \cdot 10^9$  и  $0.503 \cdot 10^9$  лет), полученные для двух геохронологических пар, связанных жестко зафиксированным отношением изотопов одного и того же материнского элемента - урана, не могут быть отнесены к какому-либо достоверному событию. Эти результаты также свидетельствуют об открытости U-Pb систем эндербитов.

Все это дает основание использовать для интерпретации полученных экспериментальных данных трехмерный метод расчета возраста

Т а б л и ц а 3

Изотопный состав свинца и содержание свинца и урана в эндербитах Становой зоны

Номер образца	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения			
	Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$
260в	7.120	0.0497	14.166±0.028	14.795±0.037	33.921±0.068	0.3790±0.0076
261	6.455	0.1268	14.522±0.029	14.740±0.037	34.207±0.068	1.095±0.022
275в	9.738	0.2580	15.046±0.0301	14.828±0.037	35.483±0.071	1.5208±0.0304
277	6.289	0.1074	14.5067±0.029	14.666±0.037	33.832±0.068	0.9450±0.0189
262	6.704	0.0633	14.196±0.039	14.905±0.046	34.312±0.109	0.5257±0.0105
2626	7.499	0.05237	14.255±0.028	14.717±0.037	34.006±0.068	0.3863±0.0077
PL-260в	-	-	13.895±0.0278	14.706±0.0308	33.652±0.067	-
Выщелок из PL-260в	-	-	13.924±0.132	14.318±0.1718	32.897±0.428	-
PL-275в	-	-	14.586±0.044	14.999±0.0854	-	-
Выщелок из PL-275в	-	-	15.279±0.037	15.244±0.053	-	-
PL-262в	-	-	14.158±0.024	14.793±0.037	-	-

открытых U-Pb систем (Овчинникова, Неймарк, 1983). Коэффициенты плоскости были вычислены методом наименьших квадратов с учетом заданных значений стандартных отклонений измеренных величин и парных коэффициентов корреляции между ними. Все математические расчеты проводились в ЛНИВЦ АН СССР на ЭВМ БЭСМ-6. Расчет параметров плоскости привел к уравнению вида

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} (-0.5571 \pm 0.3504) + \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (0.3882 \pm 0.2400) + (22.503 \pm 4.520), \text{СКВО} = 5.6,$$

откуда было вычислено значение возраста  $t = (2.70 \pm 0.20) \times 10^9$  лет.

По критерию  $\chi^2$  значение СКВО = 5.6 незначимо отличается от единицы. Это дает право считать, что разброс экспериментальных точек относительно аппроксимирующей плоскости обусловлен только аналитическими погрешностями. Тогда в рамках трехстадийной модели эволюции изотопного состава свинца полученное значение возраста, равное  $(2.70 \pm 0.20) 10^9$  лет, соответствует времени закрытия U-Pb систем эндербитов, т.е. времени окончания формирования пород. Получение только одного значения U-Pb возраста для исследуемых образований обычно свидетельствует о двухстадийности эволюции свинца в образцах. Однако этот вывод, как уже упоминалось, противоречит не только необычному расположению точек на Pb-Pb зависимости, но и сильно несовпадающим значениям возраста по  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  отношениям. По-видимому, нарушение U-Pb систем произошло либо вскоре после кристаллизации, либо в современную эпоху.

Характер возрастной дискордантности предполагает вынос урана или принос свинца. Если раскрытие U-Pb систем произошло в современную эпоху, то более вероятным событием можно считать вынос урана, так как специфика геохимического поведения урана в породах в зоне гипергенеза приводит к его большей подвижности относительно свинца (Stuckles, Nkomo, 1980; Vidal e.a., 1980).

Известно, что событие, которое ведет к изменению величины  $\mu$  в недавнее время, не должно сказываться на положении экспериментальных точек в системе Pb-Pb координат. В этом случае в терминах трехстадийной модели построенная изохрона второй стадии должна проходить через измеренные изотопные отношения свинца, т.е. представлять собой обычную Pb-Pb изохрону для породы в целом. Однако, как видно из рис. 1, рассчитанная прямая АВ находится далеко в стороне от экспериментальных точек. Параметры этой линии

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = - \frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} (0.5571 \pm 0.3504) + (22.503 \pm 4.520),$$

в частности отрицательный наклон ее, указывают, скорее, на реализацию модели привноса свинца неизвестного изотопного состава. В этом случае прямая линия  $AB$  представляет собой линию смещения двух неподдержанных ураном свинцов: первичного и избыточного, попавшего в  $U-Pb$  систему после формирования породы.

Для получения информации об этом избыточном свинце были построены кривые накопления свинца для трех основных сфер Земли: для верхней коры, нижней коры и мантии (рис. 1). Линия смещения  $AB$  пересекает эволюционные кривые в точках, величина модельного возраста которых увеличивается в направлении нижняя кора-мантия-верхняя кора, что свидетельствует о том, что избыточный свинец является древним и радиогенным.

Подобное явление захвата более древнего корового свинца не является удивительным. В литературе отмечаются случаи контаминации родительской мантийной магмы как нижнекоровым (Weiss, Demaieff, 1983), так и верхнекоровым материалом (Taylor e. a., 1980). Последний пример относится к известному случаю загрязнения более древним свинцом из гнейсов Амитсок магматического мантийного источника гнейсов Нук (Гренландия). Авторы объясняют это явление тем, что имела место контаминация следовыми элементами, привнесенными обогащенной флюидной фазой, выделенной из дегидратированной древней континентальной коры. Поэтому можно считать, что и для случая исследуемых нами эндербитов разброс полученных  $Pb/Pb$  изотопных и  $Pb/U$  возрастных отношений обусловлен контаминацией чужеродным, более древним свинцом. Этот вывод не противоречит геологическим представлениям о природе этих пород.

Согласно Н.И. Московченко (1985), эндербиты Верхнеарбинского гранулитового блока относятся к интрузивным образованиям, прорывающим деформированные и преобразованные в гранулитовой фации более древние комплексы пород. В этом случае можно предполагать, что вскоре после кристаллизации пород во время перераспределения элементов в условиях автомагматической дифференциации и чарнокитизации пород более радиогенный свинец был вынесен из ксенолитов и стенок вмещающих пород. Этот же механизм, вероятно, ответствен и за большой дефицит урана в эндербитах.

Из рис. 2 видно, что исследуемые образцы претерпели потерю урана. Известно, что для магматических пород среднего и основного состава наблюдается линейная связь логарифмов концентрации урана и  $^{204}Pb$  с углом наклона, близким к единице (Неймарк, 1983). Породы с более сложной историей закономерно смещены относительно прямой для магматических образований. Породы высоких степеней метаморфизма образуют тренды, смещенные вправо в связи с более высокой дифференциальной подвижностью урана при наложенных процессах. Гипергенные процессы приводят к получению трендов с почти вертикальным наклоном. В нашем случае расположение экспериментальных точек на диаграмме  $\lg C_U - \lg C_{^{204}Pb}$  (рис. 2) свидетельствует о значительной потере урана.

Т а б л и ц а 4

Кажущийся возраст цирконов и апатитов, определенный по методу треков

Номер образца	Минерал	Плотность треков, треки/см <sup>2</sup>		N·10 <sup>8</sup>	t, млн. лет
		спонтанное деление	индуцированное деление		
262	Циркон	3,96·10 <sup>6</sup>	3,47·10 <sup>6</sup>	1,28	103
262в	"	2,62·10 <sup>6</sup>	3,56·10 <sup>6</sup>	1,35	71
275в	Апатит	5,43·10 <sup>4</sup>	11,5·10 <sup>4</sup>	1,25	42
277	Циркон	3,95·10 <sup>6</sup>	3,39·10 <sup>6</sup>	1,27	104
	Апатит	3,13·10 <sup>4</sup>	5,56·10 <sup>4</sup>	1,27	51

Примечание. N — доля разделившихся при облучении атомов урана.

Можно предположить, что вынос большей части урана имел место в жестких условиях температуры, давления и флюидного режима метаморфизма гранулитовой фации. Однако возможен и процесс недавней миграции этого элемента из пород.

С целью оценки времени возможных термических событий, нарушивших U-Pb изотопную систему эндрбитов в относительно недавнем геологическом времени, было выполнено определение кажущегося возраста по цирконам и апатитам из этих пород методом треков (табл. 4). Полученные значения возраста отражают время окончания относительно слабого и поэтому, вероятно, последнего термического процесса, которому подвергались изучаемые породы. Если этот процесс проходил при температуре выше 100–120 °С, то треки осколков деления урана, возникающие в апатите, не могли сохраниться и, следовательно, измеренное значение возраста 40–50 млн. лет означает время, когда температура пород опустилась ниже указанной величины. Аналогичная пороговая температура для циркона близка к 300 °С. Эндрбиты охладились до этой температуры около 100 млн. лет назад, если судить по значениям для двух проб цирконов. Если указанное термическое воздействие действительно имело место в виде кратковременного эпизода, то оно все же не привело к изменению пород, в связи с чем трудно судить о его причине. Другое объяснение заключается в том, что район распространения эндрбитов испытал постепенное или эпизодическое поднятие в течение последних 100 млн. лет и полученные значения возраста фиксируют время прохождения геотермических уровней земной коры в 100 и 300 °С. Вполне вероятно, что в это время, т.е. 50–100 млн. лет назад, из пород могло быть вынесено значительное количество урана.

Таким образом, U-Pb системы исследуемых образцов пород в целом оказались открытыми в отношении урана; системы открылись либо сразу после кристаллизации, либо в современную эпоху.

Однако в пределах Станового хребта различными геохронометрами был выявлен еще один возрастной рубеж, равный  $2 \cdot 10^9$  лет (Неймарк, 1981). В исследованном районе этот возрастной рубеж может быть связан с этапом плутонической активизации и становления больших объемов гранитоидов Тукурингрского комплекса (Геология и петрология..., 1965) с возрастом, согласно предварительным определениям по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  в цирконах, не менее  $2 \cdot 10^9$  лет. Оно могло вызвать прогрев пород рамы, по крайней мере до  $600^\circ\text{C}$ , сопровождающийся локальной перекристаллизацией амфиболитов в экзоконтакте интрузий.

Глубина этих преобразований, а также обусловленный ими масштаб миграции урана и свинца, вероятно, были незначительными, что проявилось в ненарушенности U-Pb систем исследуемых образцов пород в целом. (Каждая точка соответствовала аликвоте из усредненного растертого образца весом  $\sim 1$  кг). Однако при таком событии может нарушиться устойчивость ряда породообразующих и аксессуарных минералов и возникнуть межминеральная миграция Pb и U. В общем случае масштаб миграции у свинца меньше, чем у урана, что обусловлено большим содержанием в породах минералов, захватывающих мигрирующий свинец (калиевый полевой шпат, плагиоклаз), по сравнению с количеством аксессуарных минералов-акцепторов урана. Многие авторы связывают захват свинца полевыми шпатами с воздействием флюидной фазы во время наложенного метаморфизма. Предполагается, что при этом не происходит перекристаллизации минералов, а ионы  $\text{Pb}^{2+}$  изоморфно замещают ионы  $\text{K}^+$  и  $\text{Ca}^{2+}$  в полевых шпатах соответствующего состава.

Таким образом, отдельные минеральные фазы породы в зависимости от их стабильности могут стать геохронометрами либо времени формирования пород (например, цирконы), либо времени метаморфического воздействия (например, полевые шпаты).

Поэтому в целях подтверждения полученного нами по породам в целом возраста становления эндербито-гнейсов, а также выяснения времени метаморфического преобразования нами была предпринята попытка изучения U-Pb систем плагиоклазов и цирконов, выделенных из этих пород. Большой интерес представляло также исследование пространственно-временных закономерностей миграции урана и свинца между минеральными фазами эндербитов.

При радиографическом изучении эндербитов было обнаружено явление, которое можно рассматривать как псевдоморфозы плагиоклаза по апатиту. Эти псевдоморфозы имеют такую же форму и размеры, как и сохранившиеся кристаллы апатита и, по мнению авторов, могут свидетельствовать о процессе перераспределения урана и свинца в минералах. Правда, нужно отметить, что частичного замещения апатита плагиоклазом не наблюдалось. Больше число псевдоморфоз обнаружено в обр. 275в. Естественно было предположить, что при замещении апатита плагиоклазом освобожденный радиогенный свинец

был захвачен либо вновь образующимся полевым шпатом, либо уже существующим плагиоклазом путем диффузии. В таком случае наиболее радиогенный свинец должен был оказаться в плагиоклазах из тех образцов породы, где количество псевдоморфоз было самым большим. Мы провели исследование плагиоклазов, выделенных из образцов 260в, 275в и 261. Результаты измерения изотопного состава свинца в отмытых  $\text{HNO}_3$  образцах плагиоклазов и в выщелоках представлены в табл. 3 и на рис. 1.

Действительно, изотопные отношения  $Pb$  в плагиоклазах прямо коррелируют с изотопным составом свинца в соответствующих породах. Наиболее радиогенный свинец наблюдается в породе и плагиоклазе обр. 275, наименее — в обр. 260в, что соответствует также распределению псевдоморфоз. Как видно из рис. 1, изотопные отношения свинца плагиоклазов могут быть с некоторой ошибкой аппроксимированы прямой линией, которая в общем случае является геометрическим местом точек, отвечающих смещению первичного свинца породы, вошедшего в решетку минерала, и радиогенного, накопившегося в основном в аксессуарных минералах за период времени от кристаллизации породы до соответствующего события, во время которого он был захвачен плагиоклазом. Тогда, зная время становления породы ( $2.7 \cdot 10^9$  лет) и рассчитав тангенс угла наклона прямой из выражения

$$\text{tg } \alpha = \frac{e^{\lambda_5 t_1} - e^{\lambda_5 t_2}}{137.88 (e^{\lambda_8 t_1} - e^{\lambda_8 t_2})},$$

можно получить  $t_2$  — время межминерального перераспределения свинца (Rosholt e.a., 1973; Vidal e.a., 1980).

Полученное нами значение возраста, равное  $t_2 = (2.3 \pm 0.5) \times 10^9$  лет, не противоречит возрастному рубежу, выявленному в эволюции древней земной коры, развитой в пределах Станового хребта. Однако большая ошибка, обусловленная наличием в образцах плагиоклаза третьего компонента — древнего корового свинца, заставляет считать рассчитанное возрастное значение лишь оценочным.

В цирконовых концентратах из эндербитов встречены цирконы двух типов. Первый тип представлен розовато-коричневыми идиоморфными и субидиоморфными однородными зернами призматического облика, гиацинтового габитуса с  $l = 182/(126-210)$  и  $Ky = 2.2/(1.7-2.7)$ . Второй тип составляют бледно-розовые призматические или овальные, реже изометричные субидиоморфные однородные кристаллы с  $l = 182/(98-280)$  и  $Ky = 2.1/(1.0-3.3)$ . В пробах 260в, 261 и 277 цирконы обоих типов встречаются примерно в равных количествах. В пробе 262, 262в резко преобладает циркон второго типа. Цирконы первого типа связаны, вероятно, с процессом кристаллизации эндербитов, а второго — с чарнокитизацией эндербитов (процессом, наиболее сильно проявленным в пробах 262, 262в).

Т а б л и ц а 5

Изотопы свинца и урана в кристаллических фазах цирконов из эндербитов Становой зоны

Номер образца	Фракция, мм	Содержание, мкг/г		Отношение изотопов			Изотопный возраст, млн. лет		
		уран	свинец	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$
260в-261	>0.1	158.0	81.7	3700	0.1711	0.1518	2535	2475	2405
262-262в	<0.1	78.0	42.6	1065	0.1763	0.1792	2500	2470	2435
277	<0.06	83.6	46.8	5265	0.1701	0.2258	2535	2500	2460

Примечания. 1. Значения используемых констант:  $\lambda_{238} = 0.155125 \cdot 10^{-9} \text{ лет}^{-1}$ ,  $\lambda_{235} = 0.984850 \cdot 10^{-9} \text{ лет}^{-1}$ ;  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.88$ . 2. Изотопные отношения в обыкновенном свинце:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.77$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.68$ . 3. Ошибка измерения изотопных отношений  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  2% (2 $\sigma$ ).

Были изучены уран-свинцовые системы цирконовых фаз, не растворившихся в HF в течение 4 ч при 200 °С (табл. 5). Нерастворившиеся фазы (НРФ) цирконов характеризуются нарушенными в равной степени уран-свинцовыми изотопными отношениями. На графике Везерилла они лежат под конкордией кучно, не образуя линейной зависимости. Возраст по  $^{207}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  дает время кристаллизации цирконов в интервале 2500–2535 млн. лет.

Однако эта датировка может рассматриваться только как верхний временной предел образования цирконов, так как наблюдаемая нарушенность U-Pb систем НРФ не могла возникнуть в гипергенных условиях. Потери свинца из НРФ с последующим восстановлением кристаллической структуры, по-видимому, произошли при воздействии наложенного метаморфического процесса в один из периодов посткристаллизационной истории интрузии. (Вполне возможно, что это произошло 2 млрд. лет назад, тем более, что в это время фиксируются перераспределения свинца между минеральными фазами породы). В зависимости от того, в какой момент времени произошли потери свинца, рассчитанное значение возраста цирконов может изменяться в широком интервале времени. Для более точной оценки времени становления интрузии необходимо проведение дополнительных исследований цирконовых проб, U-Pb системы которых были бы изменены в различной степени, а не в равной, как в данном случае.

Значения  $t$  ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ) совпадают с аналогичными датировками, полученными по цирконам из гранулитов зверевской серии бассейна р. Верхняя Ларба (Бибикова и др., 1984).

Таким образом, комплексное изучение пород, включающее как изотопное возрастное исследование U-Pb систем породы в целом и отдельных минералов, так и определение возраста методом осколкорadiографии, позволило установить основные этапы эволюции эндербито-гнейсов Верхнеларбинского блока Становой складчатой области.

## Л и т е р а т у р а

Бибикова Е.В., Шильдинер В.М., Грачева Т.В. и др. Изотопный возраст гранулитов на западе Становой области. — Докл. АН СССР, 1984, т. 275, № 6, с. 1471–1474.

Геология и петрология южного обрамления Алданского щита/Н.Г. Судовиков, В.А. Глебовицкий, Г.М. Другова и др. Л., 1965. 290 с.

Дук В.А. Алданский кристаллический массив и Становая складчатая зона. — В кн.: Структурная эволюция метаморфических комплексов. Л., 1977, с. 27–47.

Московченко Н.И., Семенов А.П., Вержало-Узкий В.Н. Гранулитовые комплексы Становой складчатой области. — В кн.: Ранний докембрий Алданского массива и его обрамления. Л., 1985, с. 121–144.

Неймарк О.А. U-Th-Pb изотопно-геохимические системы в нижнедокембрийских метаморфических породах Алдано-Станового щита: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Л., 1981. 22 с.

Неймарк Л.А. Геохимические аспекты изохронной модели Pb-метода датирования по породе в целом. - В кн.: Тез. докл. Всесоюз. школы-семинара. Звенигород, 1983, с. 129-130.

Овчинникова Г.В., Неймарк Л.А. Изотопно-геохронологическая интерпретация трехкомпонентных уран-свинцовых систем. - Там же, с. 128-129.

Соботович Э.В., Каменев Е.Н., Комаристый А.А., Рудник В.А. Древнейшие породы Антарктиды (Земля Эндерби). - Изв. АН СССР. Серия геол., 1974, № 11, с. 30-48.

Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре/Ред. Б.Н. Рыженко, Л.И. Звягинцева. М., 1981. 437 с.

Яковлева С.З., Овчинникова Г.В. Сравнительное изучение методик выделения свинца и урана. - В кн.: Современные данные изотопной геохимии и космохимии. Л., 1985, с. 154-162.

Barbey P., Cuneu M. K, Rb, Sr, Ba, U and Th geochemistry of the lapland granulites (Fennoscandia): LILE fractionation controlling factors. - Contrib. Mineral. and Petrol., 1982, vol. 81, N 4, p.304-317.

Black L.P., Moorbath S., Pankhurst R.J., Windley B.F.  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  whole rock age of the archaean granulite facies metamorphic event in West Greenland. - Nature Phys. Sci., 1973, vol. 244, N 134, p. 50-53.

Chapman H.J., Moorbath S. Lead isotope measurements from the oldest recognised Lewisian gneisses of northwest Scotland. - Nature, 1977, vol. 268, p. 41-42.

De Paolo D.J., Manton W.J., Grew E.S., Halpern M. Sm-Nd, Rb-Sr and U-Th-Pb systematics of granulite facies rocks from Fyfe Hills, Enderby Land, Antarctica. - Nature, 1982, vol. 298, p. 614-618.

Gray C.M., Oversby V.M. The behaviour of lead isotopes during granulite facies metamorphism. - Geochim. et cosmochim. acta, 1972, vol. 36, p. 939-952.

Montgomery C.W., Hurley P.M. Total rock U-Pb and Rb-Sr systematics in the Imataca series Guayana Shield, Venezuela. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 36, N 6, p. 281-290.

Moorbath S., O. Nions R.K., Pankhurst R.J. The evolution of early pre-cambrian crustal rocks at Issue, W. Greenland. Geochemical and isotopic evidens. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 27, N 2, p. 229-239.

Reynolds P.H. A U-Th-Pb isotope study of rocks and ores from Broken Hill, Australia. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, vol. 12, N 2, p. 215-218.

Rosholt J.N., Zartman R.E., Nkomo J.T. Lead isotope systematics and uranium depletion in the granite Mountains, Wyoming. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, vol. 84, N 3, p. 989-1002.

Stuckless J.S., Nkomo J.T. Preliminary investigations of U-Th-Pb systematics in uranium-bearing minerals from two granitic rocks from granite Mountains, Wyoming. - Econ. Geol., 1980, vol. 75, N 2, p. 289-295.

Taylor P.N. An early precambrian age for migmatic gneisses from Vikani B, Vesteralen, North Norway. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 27, N 1, p. 35-42.

Taylor P.N., Moorbath S., Goodwin R., Petrykowski A.C. Crustal contamination as an indicator of the extent of early archaean continental crust: Pb isotopic evidence from the late Archaean gneisses of West Greenland. - Geochim. et cosmochim. acta, 1980, vol. 44, N 10, p. 1437-1453.

Vidal Ph., Blais S., Jahn B.M., Capdevila R. U-Pb and Rb-Sr systematics of the Suomussalmi archaean greenstone belt (Eastern Finland). - Geochim. et cosmochim. acta, 1980, vol. 44, N 12, p. 2033-2044.

Weis D., Demaiffe D. Age relationships in the proterozoic high-grade gneiss regions of southern Norway. - Precamb. Res., 1983, vol. 22, N 1-2, p. 149-157.

Welke H., Nicolaysen L.O. A new interpretive procedure for whole rock U-Pb systems applied to the Vredefort Crustal Profile. - J. Geophys. Res., 1981, vol. 86, N 1311, p. 10681-10687.

АВТОМАТИЗИРОВАННЫЙ КОМПЛЕКС  
ДЛЯ ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА  
НА БАЗЕ ПРИБОРОВ МИ-1320 И ПРМ-2

Масс-спектрометр МИ-1320 обладает высокими аналитическими возможностями, однако электронные узлы прибора спроектированы на морально устаревшей элементной базе и в ряде случаев содер-жат неудачные схемные решения, в результате чего с трудом до-стигаются паспортные параметры стабильности. Кроме того, ряд систем прибора крайне чувствителен к разного рода помехам и наводкам, а также обладает низкой надежностью.

Учитывая вышеизложенное, в лаборатории геохронологии и гео-химии изотопов ИГГД была осуществлена модернизация масс-спек-трометра МИ-1320 выпуска 1979 г., опыт эксплуатации которого показал следующее.

1. Система регистрации прибора, содержащая электрометриче-ские усилители, активные фильтры, согласующие усилители блока контроля, цифровой вольтметр Щ1513 и ЭВМ Роса-1, обладает существенной нелинейностью при регистрируемых сигналах более 15-20 В (что соответствует ионным токам порядка  $10^{-11}$  А при использовании высокоомного резистора  $10^{12}$  Ом и  $10^{-12}$  А при использовании резистора  $10^{11}$  Ом); шумы усилителей на сопротив-лении  $10^{12}$  Ом более 5 мВ; низка долговременная стабильность нуля электрометрических усилителей; кроме того, цифровой вольт-метр Щ1513 чувствителен к различным помехам, а вычислитель Роса-1 обладает весьма низкой надежностью и отсутствием воз-можностей гибкого программирования.

2. Блоки питания лент не обеспечивают паспортных показателей стабильности  $5 \cdot 10^{-5}$ ; часты сбои автоматики подъема температуры; кроме того, силовые трансформаторы этих блоков имеют плохую изоляцию, что приводит к большим и нестабильным токам утечки в цепи ускоряющего напряжения, что в конечном счете сказывается на стабильности работы всей высоковольтной части прибора.

3. Блок ускоряющего напряжения 5 кВ обладает повышенными пульсациями - более 200 мВ при паспортном значении 50 мВ - и не обеспечивает паспортной стабильности  $1 \cdot 10^{-5}$  при колебаниях температуры в помещении.

4. Система стабилизации магнитного поля анализатора не обес-печивает требуемой стабильности  $1 \cdot 10^{-5}$ , крайне чувствительна к различным помехам по цепям питания и по «земле», склонна те-рять устойчивость при резких изменениях входного сигнала, зада-ющего значение индукции в зазоре анализирующего магнита.

При проведении модернизации прибора прежде всего было учтено то обстоятельство, что одной из основных тенденций развития как отечественной, так и зарубежной масс-спектральной техники явля-ется автоматизация приборов на базе управляющих ЭВМ, позволяю-щая не только регистрировать в цифровом виде ионные токи, но и

обрабатывать получаемую информацию в реальном масштабе времени, а также управлять разверткой прибора и контролировать ряд важнейших его параметров (стабильность и абсолютную величину ускоряющего напряжения, потенциалы на линзах ионной оптики, стабильность ряда вспомогательных электронных узлов).

Последние выпуски приборов серии МИ-1320 претерпели некоторые изменения регистрирующей системы — применен более совершенный вольтметр Ш1516 и ЭВМ Электроника-60, однако и эта система не имеет ничего принципиально нового; по-прежнему ЭВМ выполняет лишь операции по обработке информации и никаких управляющих воздействий на прибор не оказывает. В новом варианте системы регистрации для МИ-1320 сохранилось ее наиболее уязвимое место, а именно автоматический переключатель шкал (АПШ), особенности схемотехнического решения которого не позволяют получить точно необходимые коэффициенты ослабления входного сигнала, а самое главное, не обеспечивают требуемой долговременной и температурной стабильности этих коэффициентов.

Полностью создавать на базе какой-либо ЭВМ систему регистрации и управления разверткой прибора — довольно трудоемкое дело: потребуется разработка и изготовление большого количества интерфейсных устройств, поэтому мы пошли по пути использования уже имеющейся такой системы ПРМ-2, предназначенной специально для автоматизации приборов МИ-1201.

Применить прибор ПРМ-2 для автоматизации масс-спектрометра МИ-1320 без каких-либо переделок в электронной части и программном обеспечении невозможно в основном из-за принципиального различия систем стабилизации магнитного поля анализатора у этих масс-спектрометров, тем не менее принципы, заложенные при разработке ПРМ-2, позволяют состыковать его с масс-спектрометром МИ-1320 с минимальными переделками в электронных блоках, которые сводятся к изменению режимов коммутации контроллера развертки (КР) ПРМ-2 и замене всего лишь одного резистора на плате сумматора в блоке разверток МИ-1320, а также распайке соответствующего соединительного кабеля между упомянутыми блоками обоих приборов. При этом блок дискретной развертки прибора МИ-1320 из работы исключается.

Модификация программного обеспечения ПРМ-2 также несложна и сводится к изменению нескольких операторов в процедурах обращения к генератору цифровой развертки (ГЦР) ПРМ-2. Это связано с тем, что при таком подключении управляющее воздействие ПРМ-2, которое увеличивает индукцию в зазоре анализатора масс-спектрометра МИ-1201, приводит к уменьшению этого параметра в МИ-1320 и наоборот.

Приставка регистрации масс-спектров ПРМ-2 представляет собой весьма гибкую и универсальную систему, предназначенную для автоматизации процесса измерения на магнитных масс-спектрометрах (Техническое описание..., 1984). Она выполняет двоякую функцию: а) регистрация ионных токов и обработка результатов измерений и б) управление магнитным полем. Реализация указанных

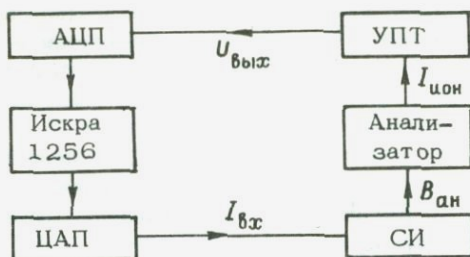


Рис. 1. Блок-схема ПРМ-2 и ее соединения с масс-спектрометром.

$V_{ан}$  - индукция в анализаторе.

функций обеспечивается применением в качестве центрального устройства обработки и управления ЭВМ Искра-1256, снабженной цифро-аналоговым (ЦАП) и двумя идентичными аналогоцифровыми преобразователями (АЦП). Блок-схема приставки и ее соединения с масс-спектрометром приведена на рис. 1.

Объектом управления в системе является анализатор, регулируемым параметром - индукция магнитного поля в анализаторе. Регулирование осуществляется с помощью стабилизатора индукции (СИ), который обеспечивает стабилизацию установленной величины индукции поля ( $V_{ан}$ ). Изменение величины поля производится по команде ЭВМ с помощью ЦАП. Непосредственным управляющим воздействием, изменяющим магнитную индукцию, является ток СИ ( $I_{вх}$ ). Выходным сигналом анализатора служит ионный ток ( $I_{ион}$ ), регистрируемый усилителем постоянного тока (УПТ). Выходное напряжение УПТ ( $U_{вых}$ ) поступает на АЦП, с выхода АЦП информация об интенсивности  $I_{ион}$  в цифровой форме поступает в ЭВМ, которая обрабатывает эту информацию и управляет работой ЦАП в соответствии с заложенной программой.

Кроме ЭВМ, ЦАП и АЦП, в состав приставки входят еще некоторые устройства, одним из которых является так называемый контроллер развертки (КР). В штатном режиме КР - это неуправляемое от ЭВМ устройство, предназначенное для контроля работы приставки и всего комплекса ПРМ-2 - МИ-1201, а также для коммутации и установки различных режимов работы ПРМ-2. Основным узлом КР является интегрирующий операционный усилитель (ИУ), идентичный ИУ в стабилизаторе индукции.

Наличие этого ИУ позволяет с минимальными усилиями осуществить подключение ПРМ-2 к МИ-1320. Рассмотрим подробнее этот вопрос.

ЦАП приставки представляет собой генератор импульсов тока (ГЦР) со строго заданной площадью (относительная нестабильность площади не выше  $1 \cdot 10^{-3}\%$ ), так что количество электричества, переносимое в одном импульсе, постоянно. Частота импульсов 64 кГц, длительность 4 мкс и амплитуда 1.5 мА (на нулевой на-

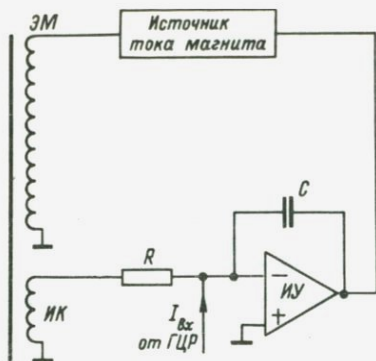


Рис. 2. Подключение стабилизатора индукции в штатном режиме работы ПРМ-2 с МИ-1201.

грузке). Количество импульсов и их полярность (определяющая направление развертки) задается от ЭВМ.

В штатном режиме работы ПРМ-2 с МИ-1201 (рис. 2) импульсы ГЦР поступают на вход ИУ стабилизатора индукции, на выходе ИУ имеем постоянное

напряжение, величина которого прямо пропорциональна количеству электричества, поступившего на вход ИУ, т.е. прямо пропорциональна числу импульсов ГЦР. Это напряжение служит управляющим воздействием для мощного источника тока электромагнита. Таким образом, полное цифроаналоговое преобразование сигнала от ЭВМ осуществляется лишь на выходе ИУ.

Схемы стабилизации магнитного поля в приборах МИ-1201 и МИ-1320 различны. В МИ-1201 сигналом обратной связи в системе стабилизации поля служит сигнал с катушки индуктивности (ИК), т.е. сигнал по скорости изменения поля. ИУ стабилизатора индукции осуществляет интегрирование этого сигнала.

В МИ-1320 сигналом обратной связи служит сигнал с датчика Холла, т.е. сигнал по изменению поля, который не нуждается в дополнительном интегрировании. Поэтому в МИ-1320 нет аналога ИУ стабилизатора индукции МИ-1201 и для осуществления полного цифроаналогового преобразования необходимо использовать какое-то дополнительное звено интегрирования импульсов ГЦР.

Эту функцию может с успехом осуществить ИУ контроллера развертки ПРМ-2. Для этого необходимо, чтобы в рабочем режиме осуществлялась коммутация импульсов ГЦР на вход ИУ контроллера развертки, а выход ИУ коммутировался на вход «Программирование» сумматора МИ-1320. Ввиду наличия большого количества свободных контактов на платах переключателей режимов работы приставки (в блоке КР) необходимые коммутации осуществляются без труда. При этом сохраняется возможность контроля работоспособности приставки в автономном режиме.

Следует отметить, что качество цифроаналогового преобразования зависит главным образом от того, на какую величину один импульс ГЦР сдвигает выходное напряжение ИУ. Эта величина называется ценой импульса ГЦР и для МИ-1201 составляет 2,4 мВ/имп, что обеспечивает дискретность программируемых изменений магнитного поля не хуже  $2 \cdot 10^{-3}$  а.е.м. (в диапазоне масс от 0 до 200).

В силу различия систем стабилизации поля МИ-1201 и МИ-1320 эффективная цена импульса ГЦР для системы ПРМ-2 - МИ-1320 сильно увеличивается. Простейший способ борьбы с этим нежела-

тельным явлением заключается в уменьшении диапазона масс, доступного для программируемой развертки. Это достигается изменением коэффициента суммирования сигнала от ЦАП в схеме сумматора МИ-1320 путем подбора резистора ( $R_5$ ) на входе «Программирование». Подбирая номинал  $R_5$ , можно в зависимости от экспериментальной задачи достигнуть желаемого компромисса между дискретностью и динамическим диапазоном ЦАП. При  $R_5$ , равном 20 кОм, динамический диапазон составляет 45 а.е.м., а дискретность при измерениях в области масс стронция составляет  $2 \cdot 10^{-3}$  а.е.м., в области масс свинца  $4 \cdot 10^{-3}$  а.е.м. Диапазон в 45 а.е.м. достаточно широк, чтобы обеспечить проведение практически любых изотопных измерений, включая измерения изотопного состава всех редкоземельных элементов. В тех случаях, когда экспериментальная задача позволяет сузить диапазон масс, дискретность может быть увеличена.

Кроме цифроаналогового преобразования, ПРМ-2 осуществляет и аналогоцифровое преобразование сигнала с выхода УПТ. В качестве АЦП в приставке используется преобразователь напряжения в частоту (ПНЧ), построенный по классической схеме дельта-сигма-преобразователя (Хоровиц, Хилл, 1983). Основной особенностью ПНЧ является непрерывное интегрирование сигнала с УПТ, при этом выдача результатов происходит каждую 1/8 с. Для масс-спектрометрии возможность непрерывного интегрирования обуславливает предпочтительность ПНЧ перед обычно применяемыми для этих целей цифровыми вольтметрами двойного интегрирования, обладающими «мертвым временем».

В целом комплекс ПРМ-2 - МИ-1320 предоставляет большие возможности по улучшению качества эксперимента. Этому служит и программное обеспечение приставки, включающее, помимо рабочих процедур общения с перифералами, алгоритмы настройки на центр пика, определения разрешения и формы пика, градуировки шкалы масс и т.д.

Дополнительные возможности возникают за счет наличия в приставке цифрового вольтметра Щ1516, предназначенного для контроля параметров ПРМ-2. Вольтметр имеет шесть свободных программно-коммутируемых входов, позволяющих измерять напряжения шести внешних источников. Это дает возможность контроля за критичными для стабильной работы прибора напряжениями (эдс Холла, ускоряющее и т.д.).

В приставке также имеются 8 программно-управляемых реле (КВУ), которые позволяют осуществлять коммутацию внешних устройств. В частности, задача изменения диапазона масс и дискретности развертки может быть решена программным способом с использованием реле КВУ. Для этого необходимо с помощью этих реле коммутировать сигнал с ЦАП на вход «Программирование» сумматора МИ-1320 через соответствующим образом подобранные резисторы.

Электрометрические усилители масс-спектрометра МИ-1320 можно непосредственно подключить на вход интеграторов ПРМ-2, исклю-

чив АПШ, однако для согласования динамического диапазона интеграторов и усилителей желательно применить усилители от прибора МИ-1201. Они имеют максимальный выходной сигнал 120 В и, кроме того, гораздо более стабильны в работе, чем усилители от МИ-1320, несовершенство которых объясняется, на наш взгляд, следующими причинами:

- 1) применение электрометрической лампы ЭМ-10, обладающей на порядок большими сеточными токами, чем ЭМ-6, применяемой в МИ-1201;
- 2) неудачное схемотехническое решение стабилизаторов напряжения питания усилителя (примененные параметрические стабилизаторы обладают повышенным уровнем пульсаций и низкой стабильностью);
- 3) низкий коэффициент усиления (менее  $10^3$ );
- 4) построение усилителя постоянного тока не по параллельно-балансной схеме, что приводит к повышенному дрейфу нуля.

Применение в нашем приборе электрометрических усилителей от МИ-1201 привело к следующим изменениям: замене в электрометрических головках ламп ЭМ-10 на ЭМ-6 с соответствующими конструктивными изменениями в головках; исключению блока контроля и блоков активных фильтров в приборе МИ-1320, которые к тому же являются источниками дополнительной нелинейности и нестабильности коэффициента передачи канала системы регистрации.

Электрометрические усилители были установлены в стойку МИ-1320 на место блока контроля и блока программирования, контроль тока магнита и напряжения на вторично-электронном множителе осуществлялся по микроамперметру М-24, который с соответствующим переключателем был установлен на место заглушки в стойке рядом с блоком питания фокусирующей системы, там же был установлен переключатель, позволяющий подключать самописец на выход любого из усилителей.

Сами же усилители от прибора МИ-1201 были несколько модернизированы: с целью уменьшения пульсаций и повышения стабильности работы стабилизаторов напряжений в них были применены операционные усилители К140 УД7 взамен К140 УД1, во втором каскаде усилителя вместо параллельно балансной пары на полевых транзисторах был применен операционный усилитель К140 УД8А с соответствующими цепями коррекции, обеспечивающими устойчивость усилителя. В катодной цепи электрометрической лампы вместо резистора номиналом 3 кОм, задающего ток катода двойной лампы ЭМ-6, применен источник тока на биполярном транзисторе, обеспечивающем получение катодного сопротивления более 1-5 МОм, что приводит к лучшему подавлению синфазных помех на входе усилителя, поскольку коэффициент передачи такого каскада для дифференциального входного сигнала (измеряемый ионный ток) составляет  $K_{диф} \approx S R_{\alpha}$ , где  $S$  - крутизна лампы;  $R_{\alpha}$  - сопротивление в анодных цепях двойной лампы, а коэффициент передачи для синфазного входного сигнала (например, помехи по «земле», нестабильность и помехи по цепи питания источника питания электрометрической

лампы +18В) -  $K_{с.ф.} \approx R_{\alpha} / R_k$ , где  $R_k$  - сопротивление в катодной цепи каскада.

Полностью была переделана высоковольтная часть прибора. Блок ускоряющего напряжения 5 кВ был переделан с целью повышения стабильности и уменьшения уровня пульсаций. В качестве усилителя обратной связи был применен операционный усилитель (ОУ) К140 УД8А вместо усилителя на базе ОУ К140 УД1 с эмиттерными повторителями на биполярных сборках транзисторов на входе, в источнике опорного напряжения был применен ОУ К140 УД7 вместо К140 УД1, изменена цепь коррекции, которая состояла из интегрирующей цепочки с  $R = 750$  Ом и  $C = 0.47$  мкФ  $\times$   $\times$  6.3 кВ в анодной цепи высоковольтной лампы.

Доработанный таким образом блок удовлетворял требованиям стабильности и имел пульсации не более 20 мВ, однако вследствие некачественной изоляции высоковольтного трансформатора этот блок часто выходил из строя, поэтому он был заменен на аналогичный блок от прибора МИ-1201, который обеспечивает стабильность ускоряющего напряжения лучше, чем  $5 \cdot 10^{-6}$ , и после изменения параметров корректирующей  $RC$  цепи (увеличения постоянной времени) обладает пульсациями на уровне 20 мВ. Следует отметить и то, что применение высоковольтного блока от МИ-1201 предпочтительнее, поскольку в этом блоке предусмотрена возможность плавного увеличения высокого напряжения до номинального значения 5 кВ, что полностью исключает возможность пробоев в высоковольтной системе прибора в момент подачи ускоряющего напряжения.

Блок питания накала лент прибора изготовлен на базе аналогичного блока от прибора МИ-1201, обладающего очень хорошей изоляцией. В целях повышения стабильности этот блок был переделан по схеме стабилизатора тока с применением опорных сопротивлений от блоков питания лент прибора МИ-1320. В качестве усилителей обратной связи применены ОУ К140 УД7, выход которых подключен к транзисторному усилителю, имеющемуся в блоке, источник опорного напряжения выполнен на стабилитроне Д818Е с ручной регулировкой многооборотным потенциометром. Блок выполнен двухканальным (как и в приборе МИ-1201).

Стабильность тока накала и выходное сопротивление блока оценивались по стабильности напряжения на опорных сопротивлениях блока, которые измерялись цифровым семизначным вольтметром ТК6515Д с цифropечатью. Стабильность блока оказалась лучше, чем  $1 \cdot 10^{-6}$ . Улучшение стабильности по сравнению со штатными блоками от МИ-1320 достигнуто за счет того, что подключение опорных резисторов выполнено по четырехпроводной схеме. Ранее токовые и потенциальные проводники были подсоединены к опорному сопротивлению в одной точке с помощью пайки на довольно тонкий лепесток; в этом месте возникал местный перегрев опорных сопротивлений и как следствие изменения величины самого сопротивления - термоэдс в месте припайки потенциальных проводников. Все это резко ухудшало стабильность блоков (до  $1 \cdot 10^{-5}$  в лучшем случае) и делало их очень зависимыми от температуры окружающей

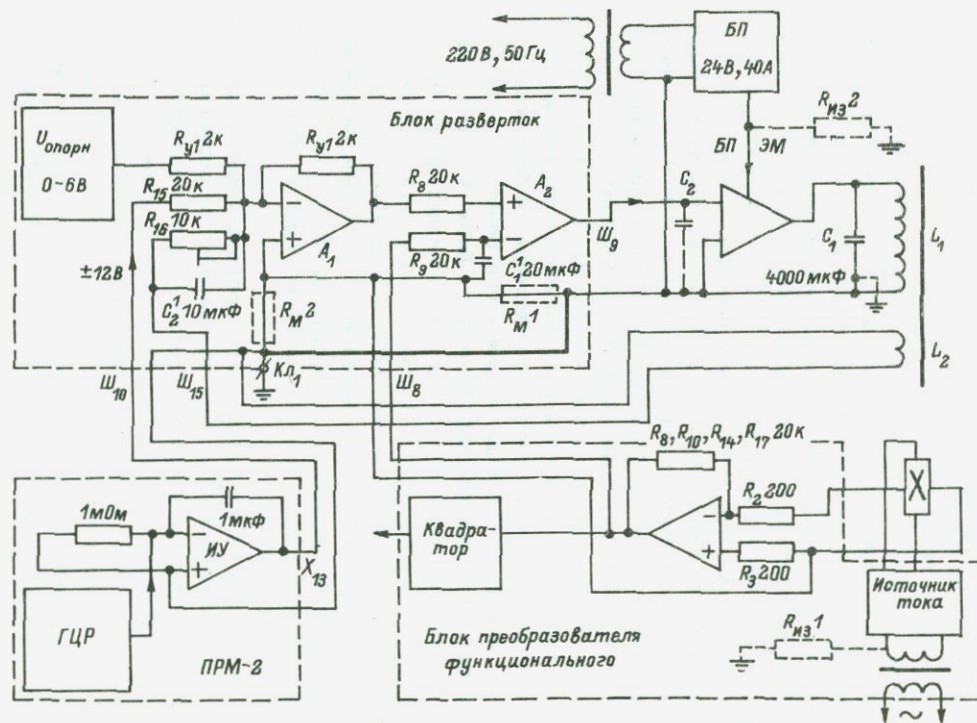


Рис. 3. Структурная схема системы стабилизатора магнитного поля анализатора масс-спектрометра МИ-1320.

Обозначения отдельных элементов в блоках приведены согласно электрическим схемам описания МИ-1320 (Техническое описание..., 1978);  $L_1$  - обмотка электромагнита;  $L_2$  - корректирующая катушка;  $X$  - датчик Холла.

среды. Кроме того, в схеме блока накала лент от МИ-1320 через опорное сопротивление протекает не только ток накала ленты, но еще и небольшой ток обратной связи предварительного импульсного тиристорного стабилизатора напряжения, что также уменьшает как стабильность блока, так и его выходное сопротивление.

Как отмечено выше, переделки системы стабилизации магнитного поля анализатора в связи с подключением прибора ПРМ-2 минимальны, однако, чтобы получить паспортное значение стабильности этой системы, пришлось выполнить довольно большой объем работы.

Упрощенно структурная схема стабилизатора индукции магнитного поля анализатора МИ-1320 приведена на рис. 3. Стабилизатор состоит из четырех блоков: блока разверток, содержащего источник опорного напряжения, автоматику разверток и сумматор; стабилизированного блока питания 24В, 40А; блока питания электромагнита; блока функционального преобразователя, содержащего источник тока для питания датчика Холла, усилитель эдс Холла, квадратор и автоматику управления работой термостатов; в систему также входят анализирующий электромагнит, силовой трансформатор и датчик Холла в термостате.

Стабилизатор построен по обычной схеме с обратной связью по магнитному полю, и его стабильность определяется стабильностью источника опорного напряжения, задающего уставку, т.е. значение индукции магнитного поля в анализаторе, а также стабильностью всего звена обратной связи: датчика Холла, источника тока питания датчика, усилителя эдс датчика Холла. Устойчивость этой системы, а также время ее успокоения по управляющему воздействию определяется корректирующими цепями, прежде всего постоянной времени цепи корректирующей катушки. При данном построении схемы получить требуемое значение стабильности  $5 \cdot 10^{-5}$ , а также низкий уровень пульсаций на обмотке электромагнита несложно, однако некачественный монтаж (это прежде всего относится к «земляным» цепям), а также ряд упущений разработчиков делают данную систему особенно уязвимой в эксплуатации.

При усовершенствовании этой системы все ОУ были заменены на микросхемы типа К140 УД7, как обладающие существенно большим, чем К140 УД1, коэффициентом усиления и на порядок меньшим температурным дрейфом напряжения смещения. Регулировка нуля усилителя эдс Холла осуществлена по специальной цепи, имеющейся в микросхеме К140 УД7. Дело в том, что такая регулировка не ухудшает температурного дрейфа смещения нуля, а в прежнем варианте регулировка осуществлялась по входу усилителя через суммирующий резистор 1 мОм, что приводило к дополнительному увеличению дрейфа нуля усилителя за счет температурного дрейфа входного тока ОУ.

Некоторые изменения внесены и в схему источника тока питания преобразователя Холла. ОУ, использующийся в этой схеме как усилитель обратной связи, получает питание через дополнительный параметрический стабилизатор на двух стабилитронах Д814В, что снизило уровень пульсаций с частотой сети на выходе источника

тока. Изменена схема включения опорного стабилитрона Д25 (Д818Е). Ранее он был включен так, что его ток протекал через опорное сопротивление  $R_{10}$ , а для того чтобы схема запускалась при включении питания, выходное сопротивление источника тока пришлось шунтировать резистором  $R_7$  430 Ом, что приводило к резкому снижению выходного сопротивления источника тока. В переделанном варианте резистор  $R_7$  исключен, а опорный стабилитрон питается от стабилизированного источника 20В через проволочный резистор 750 Ом.

Существенное уменьшение помех и наводок было достигнуто после переделки блока питания 24В, 40А. Этот стабилизированный блок имеет повышенный уровень пульсаций с частотой 50 и 150 Гц. Уменьшение уровня пульсаций до величины не более 10 мВ (при паспортном значении 30 мВ) достигнуто применением в стабилизаторе ОУ К140 УД7 с корректирующим конденсатором 1 мкФ в цепи обратной связи вместо усилителя постоянного тока на двух транзисторах. Эта мера привела к снижению выходного сопротивления источника напряжения и повышению стабильности напряжения 24В, использующегося для питания электромагнита.

Очень высокая чувствительность всей системы стабилизации магнитного поля к наводкам объясняется тем, что заземляющие цепи всех блоков имели контакты с корпусом прибора в нескольких точках за счет некачественного монтажа как отдельных блоков, так и всей электросистемы прибора в целом. Эти «земляные петли» были устранены, и заземление осуществлено в одной точке, а именно на специальной клемме блока разверток, как и предусмотрено электрической схемой прибора. В процессе этой работы была выяснена причина неустойчивости системы стабилизации при подаче больших управляющих сигналов: во-первых, из-за несовершенного конструктивного решения блока разверток заземляющий провод от силовой части выбран недопустимо малого сечения, что обусловило появление сопротивления монтажа  $R_{M1}$ , и, во-вторых, что самое главное, этот проводник сначала был припаян к разъему платы сумматора, а затем по замысловатому пути в жгутах блока разверток приходил на заземляющую клемму этого блока, что обусловило появление сопротивления  $R_{M2}$ . При резком изменении тока магнита по земляной цепи протекал довольно большой импульс тока, создававший падение напряжения на сопротивлении  $R_{M2}$  порядка 100 мВ, а поскольку это напряжение приложено к неинвертирующему входу первого ОУ сумматора, то появлялась положительная обратная связь, в результате чего система была склонна терять устойчивость. Припайка короткого отрезка провода сечением 4 мм<sup>2</sup> между заземляющей клеммой блока разверток и «земляным» контактом разъема Ш5, соединяющего блок разверток с блоком питания электромагнита, полностью исключила описанный эффект.

Для уменьшения наводок важно было устранить и еще одну «земляную петлю», которая существовала в приборе по переменному току. По схеме электросистемы прибора корректирующий конденсатор  $C_1$  емкостью 4000 мкФ включен параллельно силовой об-

мотке электромагнита, при этом контакт конденсатора, который должен соединяться с нулевым проводом, соединился с корпусом прибора непосредственно на сердечнике электромагнита. Несмотря на все перечисленные меры, пульсации напряжения на силовой обмотке электромагнита составляли 150–200 мВ при токе магнита 20А. Такой большой уровень наводок объясняется тем, что в приборе конструктивно заложены еще две «земляные петли». Во-первых, недостаточно сопротивление изоляции трансформатора (10–20 МОм), питающего плавающий источник тока питания преобразователя Холла, —  $R_{из 1}$ , а, во-вторых, из-за того, что мощные транзисторы блока питания 24В, 40А и блоки питания электромагнита имеют электрический контакт с радиаторами, охлажденными водой, через охлаждающую воду, или, скорее, через накипь на стенках полиэтиленовых трубок подвода охлаждающей воды к радиаторам, замыкается ток наводок и помех. Сопротивление изоляции  $R_{из 2}$  здесь не превышает 0.5–3 МОм и крайне нестабильно.

Устранить эти дефекты без существенных конструктивных изменений сложно, поэтому был предложен другой путь борьбы с наводками. Во-первых, была сужена полоса пропускания усилителя эдс Холла введением элементов  $R_9 C'_1$  (таким образом, постоянная времени цепи обратной связи составила  $4 \cdot 10^{-1}$  с), во-вторых, была введена дополнительная обратная связь по ускорению изменения магнитного поля анализатора. Ранее в приборе существовала обратная связь по скорости изменения магнитного поля, образованная корректирующей катушкой и сопротивлением  $R_{16}$  сумматора. Этот резистор был заменен на переменный номиналом 10 кОм, а параллельно ему подключили конденсатор емкостью 10 мкФ, в результате чего на входе сумматора появился сигнал, пропорциональный второй производной по величине индукции магнитного поля. В целях уменьшения постоянной времени всей системы индуктивность корректирующей катушки уменьшена параллельным подключением ее двух обмоток, а подстроечным резистором  $R_{16}$  установлено максимальное сопротивление, при котором еще не возникает низкочастотная генерация всей системы. Конденсатор  $C_2$  емкостью 500 мкФ в блоке питания электромагнита исключен.

В переделанном варианте система стабилизации магнитного поля анализатора МИ-1320 обеспечивает следующие параметры: стабильность за 2 ч при токе магнита 20 А  $5 \cdot 10^{-6}$ ; уровень пульсаций напряжения на силовой обмотке электромагнита при токе 20А 2–3 мВ; постоянная времени системы 0,4 с; время успокоения при изменении индукции в зазоре анализатора, соответствующее переходу на 1 а.е.м. в диапазоне масс, равном 200, 1,5 с.

Стабильность работы масс-спектрометра была проверена при измерении изотопного состава рения, получена следующая воспроизводимость изотопных отношений: 0.03% на 95%-ном доверительном интервале по девяти параллельным опытам, а также при измерении изотопного состава свинца стандарта SRM - 981; 0.15% на 95%-ном доверительном интервале по шести параллельным опытам без внутреннего нормирования. Все измерения проведены с

использованием программ РМС и Эксперимент из программного обеспечения прибора ПРМ-2 и с использованием сопротивления  $10^{12}$  Ом в цепи обратной связи электрометрического усилителя.

Полугодовой опыт использования модернизированного прибора показал, что надежность, воспроизводимость, устойчивость работы прибора значительно повысились. Можно ожидать улучшения аналитических возможностей прибора, что связано, например, с исключением таких ненадежных узлов, как автоматический переключатель шкал (АПШ).

### Л и т е р а т у р а

Техническое описание и инструкция по эксплуатации МИ-1320. Л., 1978. 200 с.

Техническое описание и инструкция по эксплуатации ПРМ-2. Сумы, 1984. 333 с.

Хоровиц П., Хилл У. Искусство схемотехники. М., 1983. Т. 2. 590 с.

П.Б. М о н ч е в

### УЛУЧШЕНИЕ МЕТОДИКИ ДАТИРОВАНИЯ СФЕНА ПО МЕТОДУ ТРЕКОВ

В последние 10-15 лет в практике геохронологических исследований все больше используется так называемый трековый метод. Этот метод основан на свойстве минералов сохранять в течение геологического времени радиационные нарушения (треки), возникшие от спонтанного деления содержащихся в них урановых ядер. При трековом датировании определение возраста основано на измерении плотности треков спонтанного деления урана и его концентрации.

Этот метод используется при датировании значительного числа разновидностей минералов, вулканических стекол, базальтов и др. По результатам лабораторных экспериментов установлено, что не все геологические материалы имеют подходящую термическую устойчивость треков. Наиболее устойчив в этом отношении акцессорный минерал сфен, который имеет сравнительно широкое распространение в магматических породах. Существуют, однако, некоторые проблемы в связи с проявлением треков и определением нейтронного потока, которые препятствуют практическому серийному датированию этого минерала. Цель настоящей работы - решение части этих проблем.

Трековое датирование состоит из нескольких основных этапов: подготовки препарата, проявления треков спонтанного деления, облучения препарата, определения нейтронного потока, подсчета спонтанных треков в образце и индуцированных треков во внешнем де-

текторе и определения их плотности. Каждый из этих этапов характеризуется определенными практическими и методическими особенностями.

Для изготовления препарата использовали кристаллы сфена с размерами 0.50–0.25 мм. Чаще всего это обломки кристаллов, полученные из искусственного шлиха. Для изготовления одного препарата брали около 20 зерен.

Можно было применить два способа: 1) изготовление круглых плоских препаратов толщиной 2–3 мм посредством заливки зерен эпоксидной смолой в круглых формах; 2) наклеивание зерен на предварительно изготовленные матированные стеклянные пластинки. Было найдено, что второй способ является более подходящим и удобным. Для приклеивания могут использоваться различные синтетические и эпоксидные клеи.

После затвердевания клея препарат шлифовали и полировали. На этом этапе использовали стандартную шлифовальную бумагу № 600 и шлифовальные порошки № 7 и 5. Полировку вели с помощью тонкого оксида хрома. Изготовление препарата, шлифовку и полировку контролировали под бинокляром. Полученные прозрачные шлифы очень тонкие. При наблюдении под бинокляром при увеличении в 15 раз зерна должны выглядеть очень блестящими, без всяких видимых нарушений, трещин и царапин.

Химическое травление треков спонтанного распада в сфене может быть сделано с помощью различных травящих щелочей и кислот, например: 1) 50 M  $\text{NaOH}$ , температура 130 °C, время травления 10–60 мин (Naeser, 1976; Tamanyu, 1981) или 2) 37%-ная  $\text{HCl}$ , 90 °C, 90 мин (Naeser, 1967). Вышеуказанные травители имеют существенный недостаток, так как необходима высокая температура травления, что делает их неудобными и опасными при серийном датировании. Кроме того, после такой обработки полученный препарат часто разрушается, зерна выпадают в раствор и необходимо вновь готовить препарат. В новом препарате, однако, не удается ориентировать полированные стороны зерен в одной плоскости. В последнее время используется новый травящий состав, который не требует высокой температуры и соответственно не разрушает препарат: 1 часть 40%-ной  $\text{HF}$  + 2 части 68%-ной  $\text{HNO}_3$  + 3 части 37%-ной  $\text{HCl}$  + 6 частей  $\text{H}_2\text{O}$ , температура 20 °C, время 30–60 мин (Gleadow, Lovering, 1978; Mark e.a., 1981). Мы применяли этот состав.

Надо иметь в виду, что минеральные зерна травятся с различной скоростью в различных кристаллографических направлениях. Подходящими для датирования являются зерна, которые имеют небольшую скорость поверхностного травления и большую скорость травления по треку (Fleischer e. a., 1975). Протравленные треки в этих зернах очень узкие и длинные (остроконечной формы) и имеют близкую эффективность травления и сходный облик с индуцированными треками во внешнем фторфлогопитовом детекторе, который мы применяли в данной работе. Коэффициент коррекции различной геометрии трековой регистрации на внутренней поверхности

Возраст сфена из Витошского плутона, определенный по методу треков

Номер образца, порода	Нейтронная доза		Спонтанное деление		Индucedированное деление		Возраст по трековому методу $\pm$ стандартное отклонение $2\sigma$ , млн. лет	Возраст по K-Ar методу, млн. лет
	число треков	средняя плотность, $10^5$ нейтр./см <sup>2</sup>	число треков	средняя плотность, $10^5$ трек./см <sup>2</sup>	число треков	Средняя плотность, $10^5$ трек./см <sup>2</sup>		
60/82, кварцевый сиенит	697	0.87	1599	14.0	1646	4.89	77.1 $\pm$ 8.0	84(A)
64/82, монзонит	1166	4.00	600	9.60	1210	16.6	70.4 $\pm$ 8.2	83(A)
65/83, кварцевый монзонит	1166	4.00	1104	13.2	2140	20.6	77.6 $\pm$ 7.3	85(A)
68/83, пегматит	1745	3.74	1148	7.88	2688	12.5	72.2 $\pm$ 6.1	72(B)

П р и м е ч а н и е. Условные обозначения: А - амфибол, Б - биотит.

кристаллов сфена ( $4\pi$ ) и внешнем детекторе ( $2\pi$ ) в данном случае имеет значение 0,5. Кроме синтетического фторфлогопита в качестве внешнего детектора можно также использовать как обычный мусковит с низким урановым содержанием, так и пластмассовые детекторные фольги (лавсан, лексан и др.).

Для определения интегральной нейтронной дозы, в которой облучен образец, использовали покровное стекло для шлифов. При облучении тепловыми нейтронами в нем возникают треки, плотность которых пропорциональна потоку тепловых нейтронов. Предварительно этот дозиметр калибровали в измеренном нейтронном потоке по другому независимому методу (измерения выхода реакции  $^{197}\text{Au}(n, \gamma)^{198}\text{Au}$ ). При использовании стекол, сделанных фирмой Imglass (ГДР), доза нейтронов определяется по формуле

$$\Phi = 2.80 \cdot 10^{11} \rho,$$

где  $\Phi$  - интегральная доза тепловых нейтронов (нейтр./см<sup>2</sup>);  
 $\rho$  - плотность треков на стеклянном дозиметре (тр./см<sup>2</sup>). Стеклянный дозиметр проявляли в 2,5%-ной плавиковой кислоте при 20 °С в течение 20 мин, а фторфлогопитовые детекторы - в 40%-ной плавиковой кислоте при 20 °С в течение 5-10 мин.

Наблюдение всех видов треков вели в проходящем свете при увеличении 940 раз для треков спонтанного деления, 540 раз для индуцированных треков, 840 раз для треков в нейтронном дозиметре. Для определения оптической плотности треков использовали окулярную сетку, которую предварительно калибровали с помощью объект-микрометра.

При использованном увеличении каждое зерно обычно занимало одно зрительное поле микроскопа. Для подсчета спонтанных треков подбирали такие зерна, где плотность треков наиболее равномерна и представительна. Отбрасывали зерна, имеющие скопления треков, и зерна с очень высокой плотностью треков.

При вычислении возраста использовали следующие константы:  
 $\sigma = 5.82 \cdot 10^{-22}$  см<sup>2</sup>,  $\lambda = 6.85 \cdot 10^{-17}$  лет<sup>-1</sup>,  $I =$   
 $= {}^{238}\text{U} / {}^{235}\text{U} = 138$ .

С помощью описанной выше методики были измерены возрасты 4 проб сфена из разных разновидностей пород Витошского плутона в Болгарии верхнемелового возраста (см. таблицу). Значения возраста, определенные по методу треков, находятся в хорошем согласии с K-Ar возрастными когенетичных минералов - амфибола, биотита, плагиоклаза и калиевого полевого шпата.

### З а к л ю ч е н и е

При использовании предложенного травящего состава преодолены проблемы, связанные с проявлением треков спонтанного деления. Комбинация вышеуказанной техники изготовления препаратов, травления минералов и определения интегральной дозы тепловых нейтронов дает простой и практический метод, который можно использо-

вать при серийном лабораторном датировании сфена. Описанный метод является подходящим инструментом для решения геологических и тектонических задач и может использоваться для реконструкции термической истории различных геологических объектов.

Согласно литературным данным, а также и по мнению автора, наиболее достоверные возрастные значения получаются при датировании акцессорного сфена из вулканических пород и гипабиссальных плутонических тел.

### Л и т е р а т у р а

G l e a d o w A., L o v e r i n g J. Fission track geochronology of King Island, Bass Strait, Australia: relationship to continental rifting. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1978, vol. 37, N 3, p. 429-437.

F l e i s c h e r R.L., P r i c e P.B., W a l k e r R.M. Nuclear tracks in solids. Berkeley, 1975. 605 p.

M a r k T., V a r t a n i a n R., P u r t s c h e l l e r F., P a h l M. Fission track annealing and application to the dating of Australian sphene. - *Acta phys. austriaca*, 1981, vol. 53, p. 45-59.

N e a s e r C.W. The use of apatite and sphene for fission track age determination. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1967, vol. 78, p. 1523-1526.

N a e s e r C.W. Fission track dating. - *US Geol. Surv. Open-file Rep.*, 1976, N 190, p. 1-50.

T a m a n y u S. Fission track dating method: Its principles and laboratory procedures. - *J. Geogr.* (Тигаку дзасси), 1981, vol. 90, N 3, p. 178-189.

А. Н. К о м а р о в

### ПОЛУЧЕНИЕ РАДИОГРАФИЙ МЕЛКИХ ЦИРКОНОВ НА ТРЕКАХ ОСКОЛКОВ СПОНТАННОГО ДЕЛЕНИЯ УРАНА

Радиографические методы, применяемые для изучения распределения радиоактивных элементов, как правило, основаны на регистрации в специальных детекторах спонтанных или вынужденных актов распада. Однако в природных минералах радиоактивное излучение нередко регистрируется самим минералом, и в этом случае можно наблюдать природную радиографию. Подобная радиография может быть образована треками осколков спонтанного деления урана, для выявления которых нужно лишь протравить минерал в каком-либо агрессивном реагенте. Другим видом природной радиографии являются плеохроичные ореолы.

Мы исследовали возможность наблюдения треков осколков спонтанного деления урана в цирконах из метаморфических пород. Распределение урана в этом минерале представляло интерес в связи с выделением в нем различных фаз и генераций для U-Pb изотопного датирования.

С тем чтобы получить срезы кристаллов циркона для последующего радиографического анализа, кристаллы необходимо закрепить для шлифования в какой-либо цементирующей массе. Часто с этой целью используют эпоксидную смолу. Но эпоксидная смола не выдерживает травления в горячих щелочах, необходимого для выявления треков, а извлечение зерен после травления и заново их монтаж в препарат крайне затруднительны, так как цирконы во многих горных породах часто очень малы и нередко имеют размеры до 50-100 мкм. Поэтому решено было впаивать цирконы в прозрачный фторлон марки Ф-4МБ толщиной 400 мкм. Кристаллы помещали рядами на поверхность пластинки фторлона размером 6x17 мм, смазанную очень тонким слоем вазелина. Затем пластинку фторлона укладывали на кварцевое стекло и на спиртовке максимально нагревали другое кварцевое стекло в виде тонко шлифованного диска диаметром 24 и толщиной 1 мм. Нагретое стекло прижимали к поверхности фторлона с кристаллами циркона с усилием около 0.5 кгс. При этом кристаллы погружались в расплавившийся с поверхности фторлон. При толщине кварцевого стекла более 1 мм плавится вся пластинка фторлона и застывает в виде очень тонкого слоя. Прочного сцепления фторлона с кварцевым стеклом не происходит.

Для шлифования пластинок фторлона с цирконом пользовались держателем из оргстекла, представляющим собой прямоугольник толщиной 3-4 мм с наклеенными по краям тонкими полосками - ограничителями. Шлифовку вели вручную на винипласте алмазным абразивом с размером зерен 5-7 мкм в воде. Подобная шлифовка на стекле приводила к появлению глубоких трещин в кристаллах. Полировку вели на бязи, натянутой на пластик, сначала с этим же абразивом, затем, после чистки препаратов и смены держателя, с абразивом 1-2 мкм и, наконец, с тонкой фракцией оксида хрома.

Травление цирконов производили в смеси 9.2 г КОН и 6.4 г NaOH при 270 °C в закрытом платиновом тигле. Пластинку фторлона при этом клали на поверхность расплава кристаллами вниз. Время травления варьировали от 1 до 3 ч. Треки в участках с высокой плотностью выявлялись быстрее из-за большей нарушенности кристаллической структуры циркона излучением радиоактивных элементов и большего содержания в ней примесей.

При контрастном распределении урана в цирконе и необходимости подсчета числа треков желательно двукратное травление различной интенсивности для последовательного анализа сначала богатых, а затем и бедных ураном участков. Примеры полученных радиографий приведены на рис. 1.

Плотность треков является функцией как содержания урана в цирконе, так и времени их накопления (рис. 2). При плотности

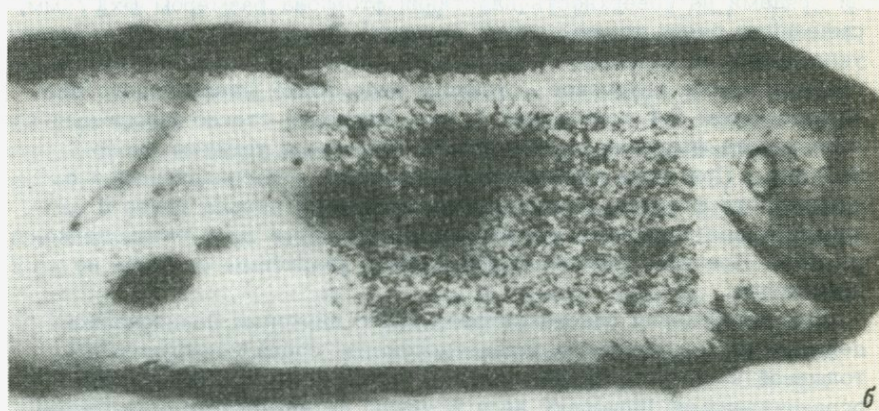
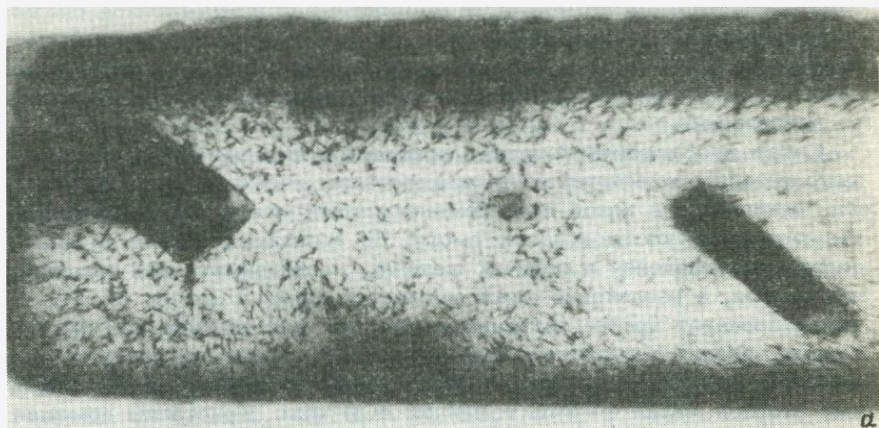


Рис. 1. Треки осколков спонтанного деления урана в цирконе из эндербитов (Становой хребет).

а - равномерное, б - зональное распределение урана.

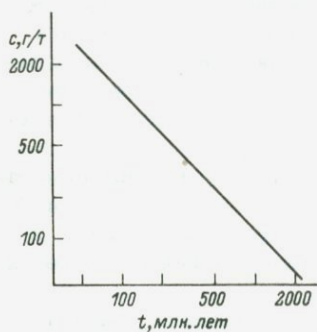


Рис. 2. Соотношение концентрации урана в цирконе ( $c$ ) и времени накопления спонтанных треков ( $t$ ) до максимальной разрешаемой плотности  $5 \cdot 10^7$  трек./см<sup>2</sup>.

более  $5 \cdot 10^7$  трек./см<sup>2</sup> треки сливаются и разрешение их под оптическим микроскопом становится невозможным. Это несколько ограничивает возможности метода. Однако следует иметь в виду, что накопление треков в цирконах из докембрийских пород часто начинается не с образования породы, а с момента подъема ее к поверхности земной коры или с момента последнего термического события.

Данный метод, использующий природную радиографию, проще и быстрее метода вынужденной активации с внешним детектором, когда необходимо облучение образцов в ядерном реакторе. Кроме того, так как природная радиография возникает в самом минерале, ей присуща высокая разрешающая способность, обеспечивающая выявление мелких деталей изображения и локализацию отвечающих им объектов в самом минерале, что часто недоступно для метода внешнего детектора. При анализе радиографий путем подсчетов треков можно оценить относительное содержание урана как в отдельных зернах циркона в пробах, так и в зонах роста и отдельных участках в пределах единичных зерен. В молодых (палеозойских) цирконах, где сохраняются все спонтанные треки с момента образования минерала, возможно определение абсолютных концентраций урана, если известен возраст минерала. Описанная выше методика выявления спонтанных треков в цирконах может быть также использована в методе определения возраста цирконов трековым методом.

## СО Д Е Р Ж А Н И Е

Предисловие .....	3
Морозова И.М., Левченков О.А., Другова Г.М., Богомолов Е.С., Бережная Н.Г., Яковлева С.З., Кольцова Т.В., Левский Л.К. Миграция изотопов и проблема датирования древнейших пород по цирконам .....	5
Морозова И.М., Котов Н.В., Кириллов А.С., Друбецкой Е.Р. О влиянии флюидного режима на процессы миграции радиогенного аргона .....	29
Комаров А.Н., Кольцова Т.В., Другова Г.М. Форма нахождения урана в породах и его перераспределение в процессе регионального метаморфизма .....	43
Чухонин А.П. Состояние U-Pb системы цирконов из гнейсов, пегматитов и гранулитов Беломорского блока .....	54
Андерсен Е.Б., Заславский В.Г., Лобиков А.Ф., Кучина Г.Н., Маркова Т.А., Андреевский Л.И. Изотопное датирование редкометалльных минеральных ассоциаций в черных сланцах палеозоя .....	67
Мончев П.Б., Друбецкой Е.Р. Возраст Витошского плутона по данным K-Ar метода .....	77
Левченков О.А. U-Pb изотопное и рентгенографическое изу- чение кристаллических фаз цирконов .....	85
Левский Л.К. К вопросу определения возраста полиметаморфи- ческих пород докембрия .....	105
Левский Л.К., Друбецкой Е.Р. Изотопная стратифика- ция мантии. (Обзор) .....	110
Неймарк Л.А., Искандерова А.Д. Исследование изо- топного состава свинца калиевых полевых шпатов методом «расходя- щихся изохрон» (на примере протерозойских гранитоидов Байкальской горной области) .....	128
Друбецкой Е.Р. Изотопы гелия и аргона в базальтах и ульт- раосновных ксенолитах Байкальской рифтовой зоны .....	151
Левский Л.К. Изотопы благородных газов и происхождение Земли .....	162
Овчинникова Г.В., Яковлева С.З., Кома- ров А.Н., Левченков О.А., Московченко Н.И.	

Исследование U-Pb изотопно-геохимических систем эндербитогнейсов Верхнеларбинского гранулитового блока Становой складчатой области .....	171
Лохов К.И., Матуков Д.И. Автоматизированный комплекс для изотопного анализа на базе приборов МИ-1320 и ПРМ-2 .....	187
Мончев П.Б. Улучшение методики датирования сфена по методу треков .....	198
Комаров А.Н. Получение радиографий мелких цирконов на треках осколков спонтанного деления урана .....	202

Морозова И.М., Левченков О.А., Другова Г.М., Богомолов Е.С., Бережная Н.Г., Яковлева С.З., Кольцова Т.В., Левский Л.К. Миграция изотопов и проблема датирования древнейших пород по цирконам. - В кн.: Геохронология и геохимия изотопов. Л.: Наука, 1987, с. 5-28.

Рассмотрены проблемы датирования древнейших пород по цирконам в случаях многократного нарушения  $U-Pb$  систем в наложенных посткристаллизационных процессах. Разобраны конкретные примеры интерпретации  $U-Pb$  данных по цирконам из пород Олекминской складчатой системы с привлечением результатов морфологического и радиографического исследований.

Библиогр. 13 назв. Ил. 4. Табл. 2.

Морозова И.М., Котов Н.В., Кириллов А.С., Друбецкой Е.Р. О влиянии флюидного режима на процессы миграции радиогенного аргона. - В кн.: Геохронология и геохимия изотопов. Л.: Наука, 1987, с. 29-43.

В статье приводятся данные по миграции аргона в слюдах и полевом шпате (потеря и захват) в условиях гидротермального отжига минералов при повышенных значениях  $pT$  в присутствии различных минерализаторов. Результаты рассматриваются с точки зрения ограничений общепринятой концепции «пороговых температур».

Библиогр. 24 назв. Ил. 7. Табл. 3.

Комаров А.Н., Кольцова Т.В., Другова Г.М. Форма нахождения урана в породах и его перераспределение в процессе регионального метаморфизма. - В кн.: Геохронология и геохимия изотопов. Л.: Наука, 1987, с. 43-54.

Методом осколкордиографии изучены породы амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма из Лалландии, Беломорья, Алдана и Памира. Наиболее подвижен в метаморфических породах уран, приуроченный к дисперсным окислам железа и титана. Но основная часть урана, теряемая породами в условиях гранулитовой фации, освобождается при перекристаллизации (циркон, возможно - апатит) и растворении нестабильных в новых условиях акцессорных минералов (ортит, эпидот и др.).

Библиогр. 7 назв. Ил. 4. Табл. 5.

Чухонин А.П. Состояние  $U-Pb$  системы цирконов из гнейсов, пегматитов и гранулитов Беломорского блока. - В кн.: Геохронология и геохимия изотопов. Л.: Наука, 1987, с. 54-66.

Выполнены определения возраста  $U-Pb$  и  $Pb-Pb$  методами по цирконам из гнейсов беломорской серии - 2800-2700 млн. лет, пегматитов I возрастной группы - ~ 2600 млн. лет, II возрастной группы ~ 1900 млн. лет и гранулитов Лапландского массива - 2200-1830 млн. лет.

Полученные результаты сопоставляются с временем развития метаморфических процессов в Беломорском блоке, обсуждается влияние этих процессов на  $U-Pb$  систему цирконов более древних образований.

Библиогр. 17 назв. Ил. 2. Табл. 2.

УДК 550.93-621.039.8

Андерсон Е.Б., Заславский В.Л., Лобиков А.Ф., Кучина Г.Н., Маркова Т.А., Андреевский Л.И.  
Изотопное датирование редкометалльных минеральных ассоциаций в черных сланцах палеозоя. - В кн.: Геохронология и геохимия изотопов. Л.: Наука, 1987, с. 67-77.

В работе изложены результаты изотопно-геохимического изучения локальным уран-свинцовым методом углеродистых (черных) сланцев, содержащих урановую минерализацию.

Проведенные исследования уран-свинцовых систем вмещающих черных сланцев и ураносных метасоматитов указывают на определяющее значение процессов тектоно-магматической активизации района в процессе формирования полигенно-полихронных минерализованных зон.

Библиогр. 4 назв. Ил. 3. Табл. 3.

УДК 550.93

Мончев П.Б., Друбечкой Е.Р. Возраст Витошского плутона по данным  $K-Ar$  метода. - В кн.: Геохронология и геохимия изотопов. Л.: Наука, 1987, с. 77-85,

Целью настоящего исследования является датирование по  $K-Ar$  методу отдельных пород многофазного Витошского плутона в Болгарии, выяснение их возрастных взаимоотношений и длительности образования плутона. Плутоном образован посредством четырех последовательных интрузивных импульсов (фаз), которые вынесли соответствующие парциальные магмы, образованные при абиссальной фракционной дифференциации одной общей коренной магмы, до места настоящего плутона. По геологическим данным, этот гипабиссальный плутон был образован в верхнем мелу, интервал кониас-начало мастрихта.

В настоящей работе рассматриваются результаты  $K-Ar$  измерений отдельных мономинеральных фракций 9 проб плутона. Полученные возрастные значения показывают, что породы 2-й, 3-й и 4-й фаз плутона были образованы в интервале 78-84 млн. лет. Менее ясным остается вопрос о времени образования самых ранних пород - габбровых.

Полученные цифры  $K-Ar$  возраста для некоторых амфиболов ( $> 90 \cdot 10^6$  лет) могут указывать на перерыв в несколько миллионов лет после внедрения интрузии габбро либо на присутствие избыточного аргона.

Библиогр. 15 назв. Табл. 2.

Левченков О.А. U-Pb изотопное и рентгенографическое изучение кристаллических фаз цирконов. - В кн.: Геохронология и геохимия изотопов. Л.: Наука, 1987, с. 85-105.

Рассмотрены результаты исследования содержания изотопов свинца и урана в кристаллических фазах природных цирконов и параметры элементарных ячеек этих минералов. Уран-свинцовые системы кристаллических фаз изученных цирконов представлены как замкнутыми, ненарушенными, так и нарушенными, отражающими полиметаморфическую историю развития. Обсуждено влияние ряда факторов на параметры элементарной ячейки цирконов. Приведены радиационные возрасты, определенные по величине параметров элементарной ячейки кристаллических фаз и датирующие последнее термическое воздействие на цирконы.

Библиогр. 32 назв. Ил. 5. Табл. 5.

Левский Л.К. К вопросу определения возраста полиметаморфических пород докембрия. - В кн.: Геохронология и геохимия изотопов. Л.: Наука, 1987, с. 105-110.

Формальные графические методы коррекции кажущихся значений возраста неэффективны в случае полиметаморфических пород.

Более информативен физико-химический подход, сочетающий оценку  $p, T$ -условий метаморфизма, а также изучение химического состава флюидов, с одной стороны, и лабораторное моделирование природных процессов в контролируемых  $p, T, X$ -условиях - с другой.

Использование надлежащего формализма и достаточного объема экспериментальных данных, относящихся к поведению разных радиометрических систем при различных условиях метаморфизма, перспективно для преобразования кажущихся значений изотопного возраста в истинные.

Библиогр. 4 назв. Ил. 1.

Левский Л.К., Друбейкой Е.Р. Изотопная стратификация мантии. (Обзор). - В кн.: Геохронология и геохимия изотопов. Л.: Наука, 1987, с. 110-127.

Приведены современные данные по изотопному составу  $Sr, Nd, Pb$ , благородных газов в образцах мантии. Вариация изотопного состава этих элементов указывает на существование различных по изотопному составу мантийных резервуаров. Наряду с деплетированной существует первичная и, вероятно, обогащенная мантия. Происхождение последней, по-видимому, обусловлено процессами мантийного метасоматоза.

Существование консервативных объемов в мантии определяется как наличием «мантийных изохрон» (по  $Sr$  и  $Pb$ ), так и аномальным изотопным составом  $Xe$ .

Исследования изотопного состава  $Sr, Nd, Pb$  в эглогитах и включениях в алмазах указывает в ряде случаев на уникальную древность этих объ-

ектов. Дополнительным подтверждением примитивности алмазов является измерение изотопного состава гелия в них.

Библиогр. 45 назв. Ил. 6. Табл. 1.

УДК 550.93

Неймарк Л.А., Искандерова А.Д. Исследование изотопного состава свинца калиевых полевых шпатов методом «расходящихся изохрон» (на примере протерозойских гранитоидов Байкальской горной области). — В кн.: Геохронология и геохимия изотопов. Л.: Наука, 1987, с. 128–151.

Рассмотрена возможность получения данных о первичном изотопном составе свинца калиевых полевых шпатов (КПШ) без внесения поправки на радиогенный компонент с помощью модели «расходящихся изохрон». Основной модели является проведение кислотного выщелачивания КПШ с последующим построением прямых линий в системе координат  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  —  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , проведенных через точку выщелата и остатка для каждой пробы КПШ изучаемой породы. Точка пересечения таких прямых отвечает изотопному составу первичного  $\text{Pb}$  породы в случае закрытости изотопной системы КПШ.

Изучено более 20 образцов КПШ из гранитоидов Ирельского, Чуйского, Кодарского, Куандинского и Ничатского комплексов Байкальской горной области. Показана применимость модели «расходящихся изохрон» к реальным природным объектам. Выявлен мантийно-нижнекоровый источник для гранитоидов Ирельского и Кодарского и типично верхнекоровый для Ничатского комплексов. Показано, что для изученного региона модель плюмботектоники дает наиболее согласующиеся с радиологическими значения модельных возрастов.

Библиогр. 24 назв. Ил. 3. Табл. 3.

УДК 546.291

Друбецкой Е.Р. Изотопы гелия и аргона в базальтах и ультраосновных ксенолитах Байкальской рифтовой зоны. — В кн.: Геохронология и геохимия изотопов. Л.: Наука, 1987, с. 151–162.

Изучен изотопный состав гелия и определен кажущийся  $\text{K-Ar}$  возраст коллекции образцов щелочных базальтов и содержащихся в них ультраосновных ксенолитов, которые по комплексу петрологических и геохимических данных рассматриваются как представители вещества верхней мантии. Получено существенное различие в изотопном составе гелия ультраосновных ксенолитов хребтов Хамар-Дабан и Удокан. Вулканыты последнего содержат гелий, в значительной степени контаминированный коровой компонентой. По-видимому, источник вулканических хр. Удокан характеризуется меньшим отношением  $^3\text{He}/(\text{U}+\text{Th})$ , чем хр. Хамар-Дабан, в ультраосновных ксенолитах которого содержится гелий с изотопным составом, близким к принятому для деплетированной мантии типа MORB. Кажущийся  $\text{K-Ar}$  возраст базальтов обоих регионов близок и составляет 5–7 млн. лет. Показано, что примесь избыточного аргона в изученных базальтах невелика и практически не сказывается на возрастных данных.

Библиогр. 25 назв. Ил. 2. Табл. 2.

Левский Л.К. Изотопы благородных газов и происхождение Земли. — В кн.: Геохронология и геохимия изотопов. Л.: Наука, 1987, с. 162–170.

Совокупность экспериментальных данных по элементной и изотопной распространенности благородных газов в объектах Солнечной системы, включая Землю, объясняется в рамках модели, рассматривающей в качестве исходных два газопылевых резервуара, имеющих различное термоядерное происхождение. Каждый из резервуаров характеризуется «планетарной» и «солнечной» структурой элементной распространенности и различным изотопным составом.

В новой модели интервал образования Земли распадается на два этапа: до —  $((4.8-4.6) \cdot 10^9 \text{ лет})$  и постаккреционный  $((4.6-4.4) 10^9 \text{ лет})$ . С последним, вероятно, связана потеря летучих из протоземного вещества. Новые оценки первичного изотопного состава газов, в частности ксенона, позволяют рассчитать вклад  $^{244}\text{Pu}$  в образование изотопов ксенона на Земле и поддерживать возможность реализации геохронометров, основанных на распаде «вымерших» изотопов  $^{129}\text{I}$  и  $^{244}\text{Pu}$ .

Библиогр. 15 назв. Ил. 4.

Овчинникова Г.В., Яковлева С.З., Комаров А.Н., Левченков О.А., Московченко Н.И. Исследование U-Pb изотопно-геохимических систем эндербито-гнейсов Верхнеларбинского гранулитового блока Становой складчатой области. — В кн.: Геохронология и геохимия изотопов. Л.: Наука, 1987, с. 171–186.

Исследовались U-Pb системы пород в целом и минеральных фракций цирконов и плагиоклазов эндербито-гнейсов Верхнеларбинского гранулитового блока Становой складчатой области.

U-Pb системы пород в целом оказались открытыми. С помощью трехмерного метода расчета возраста трехстадийных U-Pb систем в пределах экспериментальных погрешностей было вычислено значение возраста становления пород, равное  $(2.70 \pm 0.2) \cdot 10^9 \text{ лет}$ . По цирконам был оценен верхний предел возраста  $2.53 \cdot 10^9 \text{ лет}$ .

В результате изотопных исследований образцов были обнаружены посткристаллизационные нарушения U-Pb систем пород в целом: а) во время автогранулитового воздействия породы были контаминированы свинцом, выщелоченным: флюидной фазой из верхней континентальной коры; б) в это же время из эндербитов было удалено значительное количество урана; в) в недавнее время, возможно, произошла потеря урана.

Было оценено время открытия Pb-Pb систем плагиоклазов, равное  $2.3 \cdot 10^9 \text{ лет}$ , что не противоречит возрастному рубежу, выявленному в эволюции древней земной коры в пределах Станового хребта. Замеченное нарушение Pb-Pb систем плагиоклазов подтверждается результатами радиографического изучения образцов, которое показало изменение парагенезиса эндербитов.

Время последнего термального события (50–100 млн. лет), нарушившего U-Pb изотопные системы минералов, было определено методом осколко-радиографии.

Библиогр. 25 назв. Ил. 3. Табл. 5.

Л о х о в К.И., М а т у к о в Д.И. Автоматизированный комплекс для изотопного анализа на базе приборов МИ-1320 и ПРМ-2. - В кн.: Геохронология и геохимия изотопов. Л.: Наука, 1987, с. 187-198.

Настоящая статья посвящена модернизации электронной части масс-спектрометра МИ-1320, а также его состыковке с измерительно-управляющим устройством ПРМ-2, предназначенным для автоматизации масс-спектрометра МИ-1201.

В результате проделанной работы резко повысилась надежность и стабильность электронных узлов масс-спектрометра МИ-1320. Подключенная с минимальными переделками к масс-спектрометру приставка ПРМ-2 позволила полностью автоматизировать процесс измерения и повысить качество обработки поступающей от прибора информации, используя стандартное математическое обеспечение приставки ПРМ-2.

Библиогр. 3 назв. Ил. 3.

УДК 550.42

М о н ч е в П.Б. Улучшение методики датирования сфена по методу треков. - В кн.: Геохронология и геохимия изотопов. Л.: Наука, 1987, с. 198-202.

В последнее время все более широко используется трековый метод для датирования акцессорного сфена. Этот минерал является надежным геохронометром из-за своей сравнительно высокой устойчивости к отжигу треков. Существуют, однако, некоторые трудности в связи с проявлением спонтанных треков и определением нейтронного потока, которые препятствуют практическому серийному датированию этого минерала. В настоящей работе разработана новая, более простая и эффективная методика для датирования сфена по методу треков.

Библиогр. 6 назв. Табл. 1.

УДК 550.42

К о м а р о в А.Н. Получение радиографий мелких цирконов на треках осколков спонтанного деления урана. - В кн.: Геохронология и геохимия изотопов. Л.: Наука, 1987, с. 202-205.

Описывается способ вплавления зерен циркона в прозрачный фторлон, условия их полировки и травления для выявления треков. Указаны преимущества и недостатки данной методики, приведены фотографии цирконов с треками.

Ил. 2.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ  
И ГЕОХИМИЯ ИЗОТОПОВ

Утверждено к печати  
Институтом геологии и геохронологии докембрия АН СССР

Редактор издательства В.А. Поздышева  
Художник Г.В. Смирнов  
Технический редактор В.В. Шиханова  
Корректоры О.М. Бобылева, Н.И. Журавлева, и Л.Б. Наместникова

ИБ № 21411

Подписано к печати 27.02.87. М-20970. Формат 60x90 1/16.  
Бумага офсетная № 1. Печать офсетная. Усл. печ. л. 13.50.  
Усл. кр.-отт. 13.86. Уч.-изд. л. 14,1. Тираж 800.  
Тип. зак. № 573. Цена 2 р. 20 к.

Ордена Трудового Красного Знамени  
издательство „Наука”. Ленинградское отделение.  
199034, Ленинград, В-34, Менделеевская лин., 1.

---

Ордена Трудового Красного Знамени  
Первая типография издательства „Наука”.  
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12.

Книги издательства „Наука“ можно предварительно заказать в магазинах конторы „Академкнига“, в местных магазинах книготоргов или потребительской кооперации.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

- 117192, Москва, Мичуринский пр., 12. Магазин „Книга-почтой“ Центральной конторы „Академкнига“.
- 197345, Ленинград, Петрозаводская ул., 7. Магазин „Книга-почтой“ Северо-Западной конторы „Академкнига“.  
Или в ближайший магазин конторы „Академкнига“, имеющий отдел „Книга-почтой“:
- 480091, Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 („Книга-почтой“);  
370005, Баку, Коммунистическая ул., 51 („Книга-почтой“);  
232600, Владивосток, ул. Университета, 4;  
690088, Владивосток, Океанский пр., 140 („Книга-почтой“);  
320093, Днепропетровск, пр. Гагарина, 24 („Книга-почтой“);  
734001, Душанбе, пр. Ленина, 95 („Книга-почтой“);  
375002, Ереван, ул. Туманяна, 31;  
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 289 („Книга-почтой“);  
420043, Казань, ул. Достоевского, 53;  
252030, Киев, ул. Ленина, 42;  
252142, Киев, пр. Вернадского, 79;  
252030, Киев, ул. Пирогова, 2;  
252030, Киев, ул. Пирогова, 4 („Книга-почтой“);  
277012, Кишинев, пр. Ленина, 148 („Книга-почтой“);  
343900, Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1 („Книга-почтой“);  
660049, Красноярск, пр. Мира, 84;  
443002, Куйбышев, пр. Ленина, 2 („Книга-почтой“);  
191104, Ленинград, Литейный пр., 57;  
199034, Ленинград, Таможенный пер., 2;  
199004, Ленинград, 9 линия, 16;  
220012, Минск, Ленинский пр., 72 („Книга-почтой“);  
103009, Москва, ул. Горького, 19а;  
117312, Москва, ул. Вавилова, 55/7;  
630076, Новосибирск, Красный пр., 51;  
630090, Новосибирск, Морской пр., 22 („Книга-почтой“);  
142284, Протвино Московской обл., ул. Победы, 8;  
142292, Пушкино Московской обл., МР „В“, 1;

- 620151, Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 („Книга-почтой“);  
700000, Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1;  
700029, Ташкент, ул. Ленина, 73;  
700100, Ташкент, ул. Шота Руставели, 43;  
700187, Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 („Книга-почтой“);  
634050, Томск, наб. реки Ушайки, 18;  
634050, Томск, Академический пр., 5;  
450059, Уфа, ул. Р. Зорге, 10 („Книга-почтой“);  
450025, Уфа, Коммунистическая ул., 49;  
720001, Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 („Книга-почтой“);  
310078, Харьков, ул. Дзержинского, 87 („Книга-почтой“).

2 р. 20 к.

4805



ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА”  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ