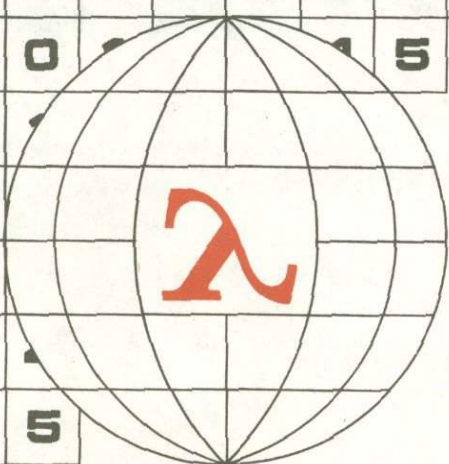


МЕТОДЫ ИЗОТОПНОЙ ГЕО- ХРОНОЛОГИИ

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	0	1	2	3	4	5	6	7	
2	1	0	1	2	3	4	5		
3	2	1	0	1	2	3			
4	3	2	1	0	1				
5	4	3	2	1	0				
6	5	4	3	2	1				
7	6	5	4	3	2				
8	7	6	5	4	3				
9	8	7	6	5	4				



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
Институт геологии и
геохронологии докембрия

530.93

МЕТОДЫ ИЗОТОПНОЙ ГЕО- ХРОНОЛОГИИ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

Ответственные редакторы:
И. М. ГОРОХОВ, О. А. ЛЕВЧЕНКОВ



ЛЕНИНГРАД
ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1987



492.6

Сборник содержит серию обзорных статей, рассматривающих актуальные проблемы и методы изотопной геохронологии. Основное внимание уделено оценке возраста процессов, сопровождающих возникновение и эволюцию Солнечной системы, и изотопному датированию ранних этапов развития Земли и земной коры. Дано описание ряда методов определения возраста пород и минералов с оценкой их возможностей и ограничений.

Рецензенты: В.А. РУДНИК и Е.Н. БАРТНИЦКИЙ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Широкое внедрение в геологическую практику методов определения возраста пород и минералов, основанных на радиоактивном распаде, повлекло за собой рождение новой области знания — изотопной геохронологии. Это молодая наука, возникающая на стыке таких фундаментальных дисциплин, как физика, химия и геология, охватывает обширный круг проблем, определяемый необходимостью решения двух основных задач: 1) получения информации о химическом и изотопном составе исследуемого геологического материала и 2) интерпретации вычисленного значения возраста в свете конкретной геологической истории образца (или образцов).

В связи с тем что концентрации радиоактивных и радиогенных изотопов в большинстве датированных образцов очень малы, для получения точных значений возраста необходимо применение современных физико-химических инструментальных методов анализа и разработка специальных методик. Однако даже весьма надежное с аналитической точки зрения значение возраста того или иного образца приобретает геологический смысл лишь в случае выполнения некоторых условий, касающихся геологической и геохимической истории образца. Для большинства геохронологических методов таким условием является замкнутость геохимической системы в масштабе анализируемого образца со времени датированного события. Исключением является уран-свинцовый метод в различных вариантах, где наличие двух схем радиоактивного распада изотопов урана с образованием двух различных изотопов свинца позволяет в ряде случаев осуществлять датирование открытых геохимических систем.

В настоящем сборнике читателю предлагаются две группы обзорных статей. Одна из них включает работы, посвященные рассмотрению возможностей и ограничений ряда изотопно-геохронологических методов. Другая посвящена описанию и оценке применения этих и других методов для решения проблем хронологии возникновения земного вещества и познания ранней геологической истории Земли. Цель публикации как тех, так и других статей — дать геологам и геохимикам, интересующимся временными аспектами хода геологических процессов, некоторые ориентиры в конкретных областях изотопно-геохронологической методологии и тем самым помочь успешному использованию возрастных данных в их практической деятельности.

ВОЗРАСТ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Для любой области науки исключительно важным является установление совокупности фундаментальных параметров, начальных точек отсчета. Для изотопной геохронологии одной из таких точек будет оценка верхней возрастной границы возраста элементов (нижней границей является возраст Земли как планеты).

Совершенно справедливо считаются предпочтительными такие оценки, которые можно выполнить несколькими независимыми методами. В данном случае природа представляет нам такую возможность и ниже будут рассмотрены различные астрофизические и изотопно-космохимические варианты определения возраста элементов.

В настоящее время общепринято рассматривать эволюцию Вселенной, используя модель «большого взрыва», которая объясняет экспериментальный факт разбегания звезд и галактик. Этот факт, а затем и определение скорости разбегания, в свою очередь, установлены на основании изучения красного смещения спектральных линий – оптического эффекта Доплера. Форма существования материи до момента взрыва была, очевидно, иной, и ее предыстория является для нас «неизвестным прошлым».

Чем больше абсолютное значение красного смещения, тем, следовательно, с большей скоростью и на большее расстояние удалась конкретная галактика от некоторого случайного общего центра, каковым, естественно, не является Солнечная система. Известной аналогией этого факта является наблюдаемое увеличение дистанции между выделенными (равноправными) точками на поверхности раздуваемого шара.

Если допустить, что скорость расширения была постоянной от момента большого взрыва до настоящего времени, то возраст Вселенной – «время Хаббла» (он же максимальный возраст элементов) не превосходит 18 млрд. лет. Однако, скорее всего, увеличение гравитационного потенциала способствует замедлению разбегания и поэтому указанная оценка чрезмерно высока. Хотя неопределенность учета степени замедления значительна, нижний и более реальный предел времени Хаббла составляет 9–10 млрд. лет (Vorgeest, Refsdal, 1984).

Еще одним астрофизическим методом определения максимального возраста элементов является определение времени эволюции шаровых звездных скоплений. Зная массу звезды, ее состав, свети-

мость и поверхностную температуру, можно, руководствуясь теоретическими оценками звездной эволюции, рассчитывать время развития шаровых скоплений. Положение облегчается тем, что все члены скопления образовались в одно и то же время из одного и того же вещества и находятся практически на одном и том же расстоянии от наблюдателя в Солнечной системе. Наибольшую неопределенность в оценке времени эволюции создает известный произвол теоретических представлений о звездной эволюции. Оптимальное время эволюции шаровых скоплений составляет в настоящее время величину 1.3 ± 0.3 млрд. лет. Эта величина, вообще говоря, должна быть меньше возраста Вселенной, допускается, однако, что различие в возрасте не превосходит 0,5–1 млрд. лет.

Таким образом, астрофизические оценки дают в общем сходящиеся значения максимального возраста элементов в интервале 9–13 млрд. лет.

Изотопно-космохимические методы определения возраста элементов основываются на изменении распространенности долгоживущих радиоактивных изотопов и продуктов их распада.

В момент большого взрыва произошло «овеществление» предшествующего состояния материи и ее переход в атомную структуру химических элементов. Каким образом, когда и где происходил этот переход?

Г.А. Гамов и его сотрудники, предложившие концепцию большого взрыва, допускали, что синтез ядер элементов происходил в течение сравнительно короткого промежутка времени (~ 30 мин) в неравновесных условиях путем последовательного захвата нейтронов, который ведет к увеличению массы ядер.

Хотя идея большого взрыва была и остается основополагающей, она не могла объяснить происхождение всей совокупности химических элементов, кроме самых легких элементов и их изотопов: H, He, Li. Образованию более тяжелых ядер препятствует, в частности, нестабильность ядер с массой 5 и 8, для преодоления которой необходимы тройные столкновения (например, $3\alpha \rightarrow {}^{12}\text{C}$), что невозможно в первоначальной теории.

Дальнейшее развитие идея галактического синтеза ядер нашла в теории образования элементов в звездах (Burbidge e. a., 1957). Общая схема такова. После образования массивных звезд первого поколения, состоящих преимущественно из водорода с небольшой примесью легких элементов, в их недрах создаются термодинамические условия, необходимые для синтеза более тяжелых элементов. Наиболее тяжелые ядра, включая изотопы свинца, висмута, урана и трансурановых элементов, образуются в тот критический момент, когда происходит взрыв исходной звезды (фаза «сверхновой») и ее переход в состояние белого карлика или пульсара. Для получения всей совокупности химических элементов, отвечающей их космической распространенности, в частности на Солнце и в метеоритах, необходимо сочетание по крайней мере восьми ядернофизических процессов, действующих последовательно на той или иной фазе звездной эволюции. Вещество оболочки сверх-

новой, обогащенное тяжелыми элементами после взрыва, перемешивается с остальным веществом галактики и становится исходным материалом для звезд второго и последующих поколений, часть которых проходит фазу сверхновой. Таким образом, концентрация тяжелых элементов должна увеличиваться при переходе от древних звезд к более молодым. Это предположение находит экспериментальное подтверждение.

Ведушими термоядерными процессами, за счет которых образуются изотопы тяжелых и сверхтяжелых элементов (например, K, Rb, Sr, Os, Re, Pb, U и др.), являются r - и s -процессы. Для первого («рэпид») характерна большая скорость захвата нейтронов для синтеза более тяжелых изотопов, которая значительно превосходит скорость β -распада образующихся радиоактивных ядер; для второго («слоу») образующиеся радиоактивные ядра в основном распадаются до следующего захвата нейтрона.

При определении возраста элементов («времени Гамова») путем использования радиоактивных изотопов (впервые на такую возможность указал еще Резерфорд) представляются следующие неальтернативные варианты: эволюция во времени отношения радиоактивных (материнских) изотопов и (или) изменение изотопного отношения радиогенных (дочерних) изотопов.

Рассмотрим схему построения уран-урановой и торий-урановой космохронологии (Burbidge et al., 1957; Fowler, Hoyle, 1960; Dicke, 1969).

С достаточным основанием можно принять величину скорости образования изотопов урана в r -процессе равной $^{235}\text{U}/^{238}\text{U} = 1.5$. Можно также допустить, что у разных сверхновых эта величина несущественно различается. После удаления урана (и других элементов) из зоны синтеза значение относительной распространенности изотопов урана уменьшается за счет более быстрого распада ^{235}U . $T = t + \delta$ лет тому назад отношение $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ уменьшилось до величины 0.34. Здесь $t = 4.55$ млрд. лет - возраст Земли и других объектов Солнечной системы; $\delta \approx 0.2$ млрд. лет - длительность интервала образования.

Темп уменьшения относительной распространенности изотопов урана зависит от выбранной модели нуклеосинтеза. Для модели однократного («внезапного») синтеза время этого события (равное возрасту урана) составляет ~ 6.5 млрд. лет. Однако при относительной скорости образования в r -процессе изотопов тория и урана, равной $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 1.9$, и величине $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 2.4$ в момент образования Солнечной системы, возраст однократного r -процесса ~ 8.0 млрд. лет. Несмотря на известную неопределенность в оценках скорости образования изотопов в r -процессе, расхождения полученных значений недопустимо велики и необходима коррекция первоначальных допущений.

Очевидно, модель однократного синтеза неприемлема и противоречит основной концепции звездной эволюции и синтеза элементов в сверхновой, которая излагалась выше. На самом деле происходит накопление и одновременный распад радиоактивных ядер, причем

скорость накопления, в свою очередь, является функцией скорости образования сверхновых в галактике.

Если опустить детали, то наиболее вероятны две модели звездообразования: 1) скорость звездообразования и синтеза тяжелых элементов постоянна и 2) скорость нуклеосинтеза уменьшается (например, по экспоненциальному закону). Для первой модели время начала γ -синтеза по уран-урановой космохронологии составляет ~ 14 млрд. лет, а по торий-урановой ~ 12 млрд. лет. Более правдоподобной представляется вторая модель, соответствующая увеличению концентрации тяжелых элементов в более молодых звездах. В этом случае совпадающее значение начала синтеза изотопов в γ -процессе по уран-урановой и торий-урановой космохронологии составляет 11 млрд. лет.

В рений-осмиевой (Clayton, 1964) и рубидий-стронциевой (Левский, Морозова, 1969) космохронологии реализуется несколько иной подход к решению проблемы возраста элементов. Например, для космохронологии, основанной на распаде ^{82}Rb и накоплении ^{87}Sr , необходимы следующие данные: отношение выходов ^{87}Sr и ^{86}Sr при синтезе, космическая распространенность Rb и Sr и, наконец, вид функции изменения темпа звездообразования (последнее, как и в уран-урановой космохронологии). Лабораторное изучение сечения захвата быстрых нейтронов, энергия которых соответствует $\sim 10^5 \text{K}$, приводит к исходной величине для $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.65$, в то время как значение этого отношения в момент образования Солнечной системы составляет 0.699, т.е. примерно на 8% больше за счет галактического распада ^{87}Rb . Космическая распространенность Sr и Rb определяется их концентрацией в углистых хондритах. Величина отношения $\text{Sr}/\text{Rb} \approx 4.2-4.5$.

Совпадение данных рубидий-стронциевой, уран-урановой и торий-урановой космохронологии обеспечивается при $T = 10 \pm 1$ млрд. лет, а скорость синтеза в момент образования Солнечной системы составляла 5-30% от первоначального значения.

Подкупает возможность реализации K-Ar космохронологии (Шуколюков, Левский, 1972), тем более, что в отличие от Rb , Re , U , Th радиоактивный ^{40}K образуется в β -процессе.

Практическое совпадение астрофизических и ядернофизических оценок определения времени начала синтеза изотопов (возраста элементов) в пределах 9-12 млрд. лет следует считать вполне удовлетворительным, если учесть предположения, которые делаются в том и другом случае, и неточности определения экспериментальных значений.

Л и т е р а т у р а

Левский Л.К., Морозова И.М. Возраст элементов в γ -процессе. - Астрон. журн., 1969, т. 46, № 1, с. 123-129.

Шуколюков Ю.А., Левский Л.К. Геохимия и космохимия изотопов благородных газов. М., 1972. 334 с.

B o r g e e s t U., R e f s d a l S. The Hubble parameter: an upper limit from QSO 0957 +561 A,B. - Astron. and Astrophys., 1984, vol. 141, N 2, p. 318-322.

B u r b i d g e E.M., B u r b i d g e G.R., F o w l e r W.A., H o y l e F. Synthesis of the elements in stars. - Revs Mod.Phys., 1957, vol. 29, N 4, p. 547-650.

C l a y t o n D.D. Chronology of the Galaxy. - Science, 1964, vol. 143, N 3612, p. 1281-1285.

D i c k e R.H. The age of the Galaxy from the decay of uranium. - Astrophys. J., 1969, vol. 155, N 1, p. 123-132.

F o w l e r W.A., H o y l e F. Nuclear cosmochronology. - Ann.Phys., 1960, vol. 10, N 2, p. 280-296.

Л.К. Л е в с к и й

ДЛИТЕЛЬНОСТЬ ИНТЕРВАЛА ОБРАЗОВАНИЯ ЗЕМЛИ

В предыдущей статье (наст. сб., с. 4) была рассмотрена проблема определения длительности галактического процесса синтеза элементов, т.е. их возраст. При термодинамических условиях, характерных для объектов Солнечной системы, термоядерные реакции невозможны, за исключением процессов, происходящих в недрах Солнца и имеющих ограниченный масштаб. Выход протосолнечного вещества из зоны галактического нуклеосинтеза определяет не только прекращение термоядерных процессов, но и его переход в более привычное для нас состояние - химические соединения, минералы и пр. Очевидно, этот момент времени или близкий к нему отвечает возрасту как Солнечной системы в целом, так и объектов ее составляющих.

Естественным представляется вопрос о длительности перехода вещества из атомизированного состояния в конденсированное. Это важный космохимический параметр, называемый интервалом образования, характеризует эволюцию Солнечной системы в целом и Земли в частности. Наряду с оценкой абсолютного значения интервала образования не менее существенны данные о промежутках времени между образованием различных объектов Солнечной системы: метеоритов (хондритов и ахондритов), планет и их спутников, т.е. относительное значение интервала образования.

Долгоживущие радиоактивные изотопы и продукты их распада малоэффективны для измерения абсолютных и относительных значений длительности интервала образования. Значительный прогресс в решении этой проблемы был достигнут после открытия радиогенных изотопов ксенона (Reynolds, 1960; Rowe, Kuroda, 1965; Sabu, Manuel, 1976) как продуктов распада короткоживущих ^{129}I ($\tau_{1/2} = 16.3$ млн. лет) и ^{244}Pu ($\tau_{1/2} = 82$ млн. лет) в метеоритах и Земле. К настоящему времени эти изотопы практически

полностью распались и только следовые количества первичного плутония обнаружены в некоторых редкоземельных минералах (Hofman et al., 1971).

Согласно классической терминологии иод-ксероновой и плутоний-ксероновой космохронологии, интервал образования (δ^t) соответствует промежутку времени между окончанием нуклеосинтеза и конденсацией вещества, или, точнее, падением температуры вещества до величины, при которой блокируется выход газообразных продуктов распада ^{129}Xe для ^{129}I и ^{136}Xe , ^{134}Xe и ^{132}Xe для ^{244}Pu . Смысл и величина интервала образования зависят, с одной стороны, от моделей нуклеосинтеза и образования Солнечной системы, с другой — от космо-, ядерно- и геохимических параметров, используемых при вычислениях.

Для определения интервала образования необходимо измерение концентрации ксерона-радиогенного ^{129}Xe и продукта деления ^{136}Xe , а также иода и урана (последнего — из-за отсутствия стабильных или долгоживущих изотопов плутония). Вероятно, в силу аналогичного геохимического поведения редкоземельных элементов и плутония их использование в качестве нормирующих будет предпочтительным. Результатом измерений являются отношения $^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$ и $^{244}\text{Pu}/^{238}\text{U}$ для момента начала удержания ^{129}Xe и ^{136}Xe в минералах метеоритов (Земли, Луны и т.д.). Средние сходящиеся значения указанных отношений, по многочисленным измерениям, составляют $\sim 10^{-4}$ и $\sim 10^{-2}$ соответственно. В процессе нуклеосинтеза эти отношения равны ~ 1 и ~ 1.6 соответственно, и путем несложных вычислений можно определить интервал образования, величина которого зависит от модели нуклеосинтеза. Однако выбор той или иной модели не сильно сказывается на абсолютной величине интервала образования. Для крайних моделей однократного и непрерывного синтеза с постоянной скоростью она составляет ~ 200 и ~ 60 млн. лет соответственно.

После выбора модели нуклеосинтеза необходимо выбрать модель образования вещества Солнечной системы. В первую очередь следует рассмотреть классическую космохимическую схему образования Солнечной системы, которую можно назвать конденсационной (Lagimer, 1967). Согласно модели, после удаления вещества Солнечной системы из зоны нуклеосинтеза начался свободный, не поддержанный накоплением новообразованных ядер распад ^{129}I и ^{244}Pu с необратимой потерей радиогенных изотопов. В конце интервала образования газовое облако конденсировалось в объекты Солнечной системы. Последовательная конденсация минералов от высокотемпературных к низкотемпературным происходила по мере падения температуры и давления в облаке и была практически синхронна с образованием тел Солнечной системы.

Измерения интервала образования для большого числа метеоритов показали, что наблюдаются значительные отклонения его от условного среднего значения, причем различные для иод-ксероново-го и плутоний-ксеронового хронометров и для разных хондритов. Для некоторых ахондритов характерен большой интервал образования.

Положение можно частично исправить, во всяком случае, получить согласование по $\delta^{129}\text{I}$ и $\delta^{244}\text{Pu}$ (путем введения некоторого количества ($\lesssim 10\%$) новообразованного ядерного вещества непосредственно перед выходом протосолнечного облака из зоны нуклеосинтеза, вероятно, за счет «последней» сверхновой) (Hohenberg, 1969). Тогда $\delta^{129}\text{I} \approx \delta^{244}\text{Pu} \approx 186$ млн. лет.

Вариация интервала образования для различных метеоритов объясняется в рамках классической модели последовательной конденсацией различных типов метеоритов. Следует заметить, однако, что диапазон вариаций относительных значений интервала образования ~ 20 млн. лет (Jordan et al., 1980) значительно превосходит время, необходимое для конденсации и аккреции тел Солнечной системы (Сафронов, 1969). Более того, метеориты, являющиеся наиболее примитивными согласно химическим и петрографическим признакам, далеко не всегда являются таковыми с точки зрения относительного значения интервала образования.

Наконец, надо отметить еще одно обстоятельство, относящееся к «согласованной» абсолютной величине интервала образования. Какая бы модель нуклеосинтеза ни выбиралась, должно иметь место астрофизическое обоснование той или иной шкалы интервала образования. Каково было агрегатное состояние протосолнечного вещества начиная с момента прекращения термоядерного синтеза до образования Солнечной системы? Сохранялось ли оно в атомизированном гомогенном состоянии все это время или атомизация произошла в момент образования первичного Солнца? Чем определяется абсолютная величина интервала образования ~ 100 млн. лет (почему не 1000 или 10 млн. лет)? В рамках спонтанных монистических моделей нелегко найти ответ на этот вопрос. Однако и в упомянутой выше модели с участием «последней», или «соседней», сверхновой остается необъяснимой длительная задержка (~ 180 млн. лет) между взрывом сверхновой и образованием Солнечной системы.

Вероятно, в конце концов на все или большую часть вопросов можно было бы найти ответ в рамках классической космохронологии, если бы не принципиальные трудности, с которыми она столкнулась после открытия изотопной гетерогенности вещества Солнечной системы.

Вариации изотопного состава первичных инертных газов давно отмечались при исследовании метеоритов (Герлинг, Левский, 1956; Pepin, Phinney, 1976), однако истинное значение этих экспериментальных фактов оставалось неясным, и только после установления вариаций изотопного состава кислорода (Clayton et al., 1973) и открытия радиогенного ^{26}Mg , образующегося за счет распада короткоживущего ^{26}Al (Lee et al., 1976), стала очевидной неконструктивность представлений о гомогенности изотопного состава элементов в первичной Солнечной системе.

Для объяснения отмеченной гетерогенности изотопного состава оказалась естественным использование концепции соседней сверхновой, о которой упоминалось выше. Эта гипотеза должна помочь решению, по крайней мере, двух задач: обеспечению некоторого

вклада ($\leq 10\%$) «экзотического» вещества с аномальным изотопным составом элементов (побочным эффектом этого вклада, как уже отмечалось, является согласование интервалов образования по ^{129}I и ^{244}Pu) и созданию первичной гравитационной неустойчивости, дальнейшее развитие которой приводит к образованию Солнечной системы. Относительно последнего необходимо заметить, что соотношение мощности взрыва и расстояния до протосолнечного облака существенно ограничивает с динамической точки зрения вероятность реализации гипотезы соседней сверхновой. В самом деле, близкая и слишком мощная сверхновая приведет к рассеянию протосолнечного облака, а слишком далекая будет малоэффективна.

Однако главным и пока труднопреодолимым препятствием для модели сверхновой является согласование длинной шкалы ($\sim 10^8$ лет) интервала образования, полученной на основании данных по ^{129}I и ^{244}Pu , и короткой шкалы ($\sim 10^6$ лет), опирающейся на распад короткоживущего ($\tau_{1/2} = 0.7 \cdot 10^6$ лет) ^{26}Al , переходящего в ^{26}Mg . В том случае, если справедлива длинная шкала, «живой» ^{26}Al в момент образования объектов Солнечной системы практически отсутствует: напротив, если принять в качестве основополагающих данные по изотопному составу магния, отвечающие короткой шкале, то в метеоритном веществе должны наблюдаться грандиозные концентрации ^{129}Xe и ^{136}Xe , что противоречит эксперименту. Отмеченное расхождение можно в известной степени устранить путем введения в модель двух сверхновых (Lee et al., 1978), одна из которых обеспечивает основную массу ^{129}I и ^{244}Pu примерно за $\sim 10^8$ лет до образования Солнечной системы, а другая, являющаяся одновременно триггером — запускающим устройством, продуцирует только ^{26}Al , но не ^{129}I и ^{244}Pu . Очевидно, концепция двух последовательных сверхновых, существенно отличающихся по характеру термоядерных процессов, вряд ли может увеличить вероятность реализации модели.

Для преодоления указанных трудностей и для объяснения ряда новых экспериментальных данных предлагается следующая модель, относящаяся, как и модель сверхновой, к дуалистическим (Левский, 1983а).

На месте будущей Солнечной системы имело место $\sim (4.60 - 4.55) \cdot 10^9$ лет назад столкновение двух газо-пылевых облаков, которое привело к нарушению гравитационного равновесия, аккреции пылевого компонента и в дальнейшем к образованию родительских тел метеоритов и планет (Сафронов, 1969). В общем случае термоядерное происхождение облаков различно, чем и объясняется возникновение изотопных аномалий. Время прекращения нуклеосинтеза в областях образования облаков может быть также различным, хотя разница, вероятно, невелика. Пылевой компонент неизбежно образуется в результате падения температуры в оболочке сверхновой (новой) или в атмосфере красного гиганта. Вклад последней сверхновой в общий процесс галактического синтеза сравнительно незначителен. С помощью представлений о двух газо-пылевых системах можно объяснить не только возникновение вариаций изотопного состава

элементов, но также появление в метеоритном веществе так называемых FUN-включений с коррелированными изотопными аномалиями и эффектами фракционирования (Wasserburg et al., 1977).

Рассмотрим подробнее в рамках данной модели ситуацию с изотопами, имеющими значение для космохронологии. В пылевом компоненте каждого из двух газо-пылевых резервуаров практически сразу же после окончания нуклеосинтеза начинают функционировать ядерные хронометры, основанные на распаде как долгоживущих, так и короткоживущих изотопов. Путем аккреции пылевой компонент объединяется и образует родительские тела планет и метеоритов (планетезимали). Соотношение радиогенного ^{129}Xe и продукта деления ^{136}Xe в метеоритах можно использовать для вычисления интервала образования вещества Солнечной системы (δ). Абсолютное значение интервала образования, как и в конденсационной модели, составляет $\sim 10^8$ лет, а по смыслу интервал образования в новой модели соответствует промежутку времени между образованием пылевых компонентов газо-пылевых систем и их столкновением с последующей (практически мгновенной) аккрецией метеоритов (хондритов). Заметим, что это время примерно соответствует длительности перемещения вещества от одного галактического рукава до другого (Reeves, 1972), где, по-видимому, и происходило образование газо-пылевых облаков.

Возникает вопрос: почему измеренное значение длительности интервала образования δ совпадает с величиной, полученной в рамках конденсационной модели? Ведь в модели столкновения практически отсутствует фаза атомизированного состояния, на которую приходится свободный распад ^{129}I и ^{244}Pu , — нет добавления новых ядер и продукты распада необратимо удаляются от материнских изотопов. Сконденсированные в оболочке сверхновой частицы должны содержать значительно больше атомов ^{129}Xe и ^{136}Xe по сравнению с концентрациями, измеренными в метеоритах. В случае, если модель справедлива, концентрации ^{129}Xe и ^{136}Xe должны превосходить измеренные значения примерно в 50 и 5 раз соответственно даже без учета вклада последней сверхновой. Парадокс разрешается следующим образом.

Характерный размер межзвездных пылинок составляет $\lesssim 1$ мкм. Следовательно, продукты деления ^{244}Pu (и других трансурановых ядер), в том числе изотопы ксенона, имеющие пробег 10–15 мкм, практически полностью покинут пылинки за время их галактического существования. Количество потерянных атомов ^{136}Xe определяется концентрацией плутония и промежутком времени между конденсацией пылинок и их аккрецией в более крупные объекты, с $r \gg 15$ мкм. Заметим, что треки осколков деления должны практически полностью сохраниться, если пылинки в последующем не будут подвергнуты нагреву, достаточному для отжига треков. Действительно, отношение $^{244}\text{Pu}/^{238}\text{U}$, вычисленное на основании измерений плотности треков в ибонитах из углистого хондрита Murchison, достигает значения 0,055 (Rajan, Tamane, 1982).

Энергия отдачи атомов ^{129}Xe , образующихся при β -распаде ^{129}I , незначительна, и, казалось бы, они не могут покинуть пылинки. Необходимо, однако, учесть, что высоколетучий иод конденсируется в подавляющей степени на поверхности уже образованных пылинок, состоящих в основном из труднолетучих элементов (Ca, Al, Ti и др.). Нередко, как отмечается в экспериментальных работах, выделение основной массы ^{129}Xe (образованного по реакции: $^{127}\text{I} (n, \gamma) ^{128}\text{I} \rightarrow ^{129}\text{Xe}$) из метеоритов, облученных нейтронами, приурочено к низким температурам ($\sim 400\text{--}500^\circ\text{C}$), что служит дополнительным указанием на поверхностный характер концентрации иода. Следовательно, образующийся при распаде ^{129}I радиогенный ^{129}Xe , будучи химически инертным, удерживается на поверхности пылинок лишь сорбционными силами и теряется даже при незначительном энергетическом воздействии. Агентами такого воздействия могут служить тепловое и ультрафиолетовое облучение, галактические космические лучи, ионное облучение.

Следовательно, плутоний-ксеноновый и иод-ксеноновый хронометры фиксируют время между конденсацией пылинок и их аккрецией. В отличие от конденсационной модели промежуточная фаза, в которой происходит атомизация вещества, отсутствует. Длительное ($\gg 10^8$ лет) пребывание пылинок в «доаккреционном» состоянии приведет к полному распаду ^{129}I и ^{244}Pu и практически полной потере ^{129}Xe и ^{136}Xe . Однако сохранение части ^{129}Xe и ^{136}Xe даже в явно перекристаллизованных метеоритах, в том числе прошедших магматическую стадию развития в родительских телах (ахондриты), свидетельствует об ограниченном интервале образования, существенно не превышающем $\sim 10^8$ лет.

Отсутствие для метеоритов возрастных значений, заметно более высоких, чем $4.6 \cdot 10^9$ лет, также указывает на ограниченность интервала образования в его новом понимании. Отдельные определения для углистого хондрита Allende до $5 \cdot 10^9$ лет (Jessberger, Dominic, 1979) подтверждают этот вывод.

В новой модели изотопной космогонии вариация первичного отношения $^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$, определяющая отклонение величины интервала образования для различных метеоритов в пределах $\pm (10\text{--}15) \cdot 10^6$ лет от условного среднего значения, обусловлена не разновременностью конденсации метеоритного вещества, а разным временем («возрастом») конденсации пылевого компонента первичных газопылевых резервуаров. В силу этого обстоятельства и ряда других (неполная потеря ^{129}Xe в галактическую фазу, фракционирование плутония и урана) для хондритов отсутствуют точные значения первичных отношений $^{244}\text{Pu}/^{238}\text{U}$ и $^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$ в момент аккреции. Обычно используемые значения $\sim 10\text{--}2$ и $\sim 10\text{--}4$ следует считать наиболее вероятными, но не более того.

В новой модели «живой» ^{26}Al отсутствует: он практически полностью распался за время галактической фазы ($\sim 10^8$ лет). Существование изохронных зависимостей для системы $^{26}\text{Al} - ^{26}\text{Mg}$ (Lee et al., 1976) не является достаточным доказательством наличия «живого» ^{26}Al в Солнечной системе. Это доказательство

справедливо только в том случае, если межзвездные пылинки, в которых «живой» ^{26}Al отсутствует, попадают в атомизированное и гомогенное по изотопному составу элементов, включая магний, облако. В этом случае действительно вместо линейных изохронных зависимостей будет наблюдаться совокупность точек, ограниченная параллелограммом (Lee et al., 1977).

Однако если мы имеем дело с «равноценными» партнерами, т.е. газ-пылевыми резервуарами, избежавшими атомизации и гомогенизации, то ситуация изменяется. Изохронные зависимости будут наблюдаться для пылевого компонента каждого из резервуаров, более того, могут иметь место смешанные изохроны (Левский, 1983а; Nakamura, 1985).

Если принять время аккреции наиболее примитивных углистых хондритов за новую условную точку отсчета, то измеренные относительно этого момента времени значения интервала образования (Δ) для каких-либо других объектов, включая Землю, следует приписать метаморфизму исходного хондритоподобного вещества. При метаморфизме и перекристаллизации происходит необратимая потеря летучих, в том числе изотопов ксенона. Необходимо отметить, что потеря летучих могла иметь место только из объектов («родительских тел») сравнительно небольших размеров ($R \lesssim R$ Луны) в силу небольшого гравитационного потенциала этих объектов.

Для численной оценки Δ необходимы следующие исходные данные для Земли: содержание ^{129}Xe рад, ^{136}Xe дел, ^{127}I и ^{238}U (последний — в качестве компромиссного нормирующего изотопа для ^{244}Pu). В свою очередь, для оценки доли ^{129}Xe рад и ^{136}Xe дел в общей распространенности этих изотопов на Земле следует знать первичное содержание этих изотопов. Более того, необходимы данные о доле ксенона в земной атмосфере и твердой Земле, т.е. степени дегазации земного вещества.

В новой модели изотопной космогонии можно оценить некоторые из указанных выше параметров при малом числе допущений. Используя метеоритные и земные данные для изотопного состава ксенона и представляя их в координатах $^{136}\text{Xe}/^{130}\text{Xe} - ^{124}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$, можно оценить их величину первичного отношения $^{136}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ в протоземном веществе, которая составляет 1.5–1.6 (Левский, 1983б), в то время как соответствующее значение для земной атмосферы равно 2.17. Следовательно, около 30% ^{136}Xe в земной атмосфере обязано делению ^{244}Pu (вклад от деления урана незначителен). Значения Δ для Земли, вычисленные по плутоний-ксеноновому хронометру, зависят от оценки степени дегазации планеты (Левский, Морозова, 1985) и находятся в пределах 0–140 млн. лет.

Для того чтобы сузить интервал возможных значений Δ , следует использовать хронометрическую пару $^{129}\text{I} - ^{129}\text{Xe}$, хотя точное определение доли ^{129}Xe рад является пока нерешенной задачей, так как первичное отношение $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ для Земли трудноопределимо. Наиболее вероятное значение доли ^{129}Xe рад не превосходит 0.03.

Совместное использование продуктов распада ^{129}I и ^{244}Pu для вычисления длительности интервала образования позволяет избежать определение степени дегазации Земли.

Величина Δ определяется по формуле (Pepin, Phinney, 1976)

$$\Delta = -\alpha \ln \left[b \left(\frac{^{238}\text{U}}{^{127}\text{I}} \right) \left(\frac{^{129}\text{Xe}_{\text{РАД}}}{^{136}\text{Xe}_{\text{ДЕЛ}}} \right) \right] \cdot 10^6 \text{ лет,}$$

где значения $\alpha = 31.4$ и $b = 0.02$ соответствуют условному стандарту - хондриту Bjurböle. Для $\frac{^{238}\text{U}}{^{127}\text{I}} = 1.3$ и $\frac{^{129}\text{Xe}_{\text{РАД}}}{^{136}\text{Xe}_{\text{ДЕЛ}}} = 0.8$ $\Delta = 120 \cdot 10^6$ лет.

Исследование ксенона с аномальным изотопным составом из скважины в Нью-Мехико (Boulos, Manuel, 1972; Phinney et al., 1978) позволяет выполнить дополнительные вычисления, связанные с определением интервала образования.

Возможны следующие альтернативные варианты анализа этих данных.

1. Изотопная аномальность ксенона из скважины имеет локальный коровый характер. В этом случае избыток тяжелых изотопов ксенона должен быть ураногенным, хотя изотопный состав ксенона деления, выполненный с учетом изотопного состава первичного ксенона (Левский, 1983б), свидетельствует, скорее, в пользу происхождения этих изотопов за счет деления ^{244}Pu .

2. Очевидный избыток ^{129}Xe в ксеноне из скважины однозначно свидетельствует о мантийном источнике, так как трудно ожидать сохранения гетерогенности содержания ^{129}Xe в коре в течение $\sim 4 \cdot 10^9$ лет. Гетерогенность содержания ^{129}Xe , в свою очередь, указывает на вероятное наличие гетерогенности и ^{136}Xe , образованного при распаде ^{244}Pu .

Второй вариант представляется более обоснованным, и отсюда следует, что мантия не пришла в равновесие с системой кора + атмосфера за время полного распада ^{129}I и ^{244}Pu ($\lesssim 0.5 \cdot 10^9$ лет).

Допуская, что изотопный состав ксенона из скважины представлен для мантии в целом, можно вычислить интервал образования Δ по «мантийным» данным: $\Delta = 140 \cdot 10^6$ лет. Учитывая неопределенность оценки отношения U/I для земных оболочек (как, впрочем, и трудности определения других параметров), не следует придавать большого значения разбросу значений величин Δ мантии и Δ коры + атмосферы.

В то же время из различия в изотопном составе атмосферного ксенона и ксенона из скважины следует:

1) ксенон атмосферы является в основном продуктом дегазации коры, и его изотопный состав отражает характерное именно для коры отношение $\text{Xe} : \text{Pu}(\text{U}) : \text{I}$;

2) контакт мантии с первичной корой был прерван очень рано в истории Земли, возможно за время $\lesssim (5-10) \cdot 10^6$ лет после аккреции, т.е. за характерное время выделения первичных оболочек планеты.

Итак, интервал образования земного вещества складывается из двух фаз (Левский, 1984).

Первая фаза - галактическая, отвечающая независимому существованию газо-пылевых облаков. Длительность $\Delta \approx (150-200) \times 10^6$ лет.

Вторая фаза - планетезимальная, или аккреционная, отвечающая объединению вещества газо-пылевых резервуаров (Δ_1), аккреции (Δ_2) и эволюции родительских тел планет и метеоритов, связанной, в частности, с потерей летучих (Δ_3). Длительность фазы $\Delta = \Delta_1 + \Delta_2 + \Delta_3 \approx (100-150) \cdot 10^6$ лет, причем $\Delta_1 \sim \Delta_2 \ll \Delta_3$.

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. - В кн.: Геохимия радиогенных изотопов на ранних стадиях эволюции Земли. М., 1983а, с. 1-22.

Левский Л.К. Изотопный состав первичного ксенона и деление ^{244}Pu . - Геохимия, 1983б, № 5, с. 766-769.

Левский Л.К. Интервал образования Земли. - Геохимия, 1984, № 11, с. 1667-1673.

Левский Л.К., Морозова И.М. Распространенность изотопов благородных газов в протоземном веществе. - В кн.: Современные данные изотопной геохимии и космохимии. Л., 1985, с. 26-35.

Сафронов В.С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М., 1969. 242 с.

Boulos M.S., Manuel O.K. Extinct radioactive nuclides and production of xenon isotopes in natural gas. - Nature, Phys. Sci., 1972, vol. 235, N 231, p. 150-154.

Clayton R.N., Grossman L., Mayeda T.K. A component of primitive nuclear composition in carbonaceous meteorites. - Science, 1973, vol. 182, N 4111, p. 485-488.

Hoffman D.C., Lawrence F.O., Mewhooter J.L., Rourke F.M. Detection of ^{244}Pu in nature. - Nature, 1971, vol. 234, N 5325, p. 132-135.

Hohenberg C.M. Radioisotopes and the history of nucleosynthesis. - Science, 1969, vol. 166, N 3902, p. 212-215.

Jessberger E.K., Dominic B. Gerontology of the Allende meteorite. - Nature, 1979, vol. 277, N 5697, p. 554-556.

Jordan I., Kirsten T., Richter H. 129I/127I: a puzzling early solar system chronometer. - Ztschr. Naturforsch., 1980, Bd 35a, N 2, S. 145-170.

Larimer J.W. Chemical fractionation in meteorites: 1. Condensation of the elements. - Geochim. et cosmochim. acta, 1967, vol. 31, N 8, p. 1215-1238.

Lee T., Papanastassiou D.A., Wasserburg G.J. Demonstration of ²⁶Mg excess in Allende and evidence for ²⁶Al. - Geophys. Res. Lett., 1976, vol. 3, N 1, p. 109-112.

Lee T., Papanastassiou D.A., Wasserburg G.J. Aluminium 26 in the early solar system: fossil or fuel? - Astrophys. J., 1977, vol. 211, N 2, p. L107-L110.

Lee T., Sramm D.N., Weffell I.P., Blake I.B. On the apparent conflict between the time scales inferred from the cosmochronometers 129I, 244Pu and ²⁶Al. - US Geol. Surv. Open-File Rep. 78-701, 1978, p. 246-247.

Nakamura N. Is so-called Al-Mg isochron for a meteorite CA1 a two component mixing line? - Geochem. J., 1985, vol. 19, p. 223-228.

Pepin R.O., Phinney D. The formation interval of the Earth. - In: VII Lunar and planet. Sci. conf. Houston, 1976, p. 682-684.

Phinney D., Tonnyson J., Frick V. Xenon in CO₂ well gas revisited. - J. Geophys. Res., 1978, vol. 83, N 35, p. 2313-2319.

Rajan R.S., Tamane A.S. Evidence for ²⁴⁴Pu fission tracks in hibonite from Murchison carbonaceous chondrite. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1982, vol. 58, N 1, p. 129-135.

Reeves H. Some unwritten chapters of our book. - In: on the origin of the solar system, Nice, 1972, p. 371.

Reynolds J.H. Determination of the age of the elements. - Phys. Rev. Lett., 1960, vol. 4, N 1, p. 8-10.

Rowe M.W., Kuroda P.K. Fisiogenic xenon from the Poamonte meteorite. - J. Geophys. Res., 1965, vol. 70, N 5, p. 709-714.

Sabu D.D., Manuel O.K. Xenon record of the early solar system. - Nature, 1976, vol. 262, N 5441, p. 28-32.

Wasserburg G.J., Lee T., Papanastassiou D.A. Correlated O and Mg isotopic anomalies in Allende inclusions: 2. Magnesium. - Geophys. Res. Lett., 1977, vol. 4, N 7, p. 299-302.

ВОЗРАСТ МЕТЕОРИТОВ, ЛУНЫ, ЗЕМЛИ

Исследование вещественного состава и особенностей строения ранней Земли представляет собой одну из фундаментальных проблем геологии. Очевидно, что наличие различных концепций аккреции Земли и временной эволюции на ранних стадиях ее существования приводит к разным, порой противоречивым представлениям о последующих этапах ее развития, о строении и составе.

Исследование хронологии событий, имевших место в начальной истории Земли, сильно затруднено из-за последующей, в основном эндогенной деятельности, уничтожившей первичную земную кору. Поэтому реставрация ранней истории Земли практически невозможна без привлечения данных сравнительной планетологии (Барсуков, Базилевский, 1984). Действительно, если история событий, происходивших на Земле в течение последних $3.8 \cdot 10^9$ лет, поддается более или менее точной расшифровке, то «стертую» запись догеологической истории планеты вряд ли можно восстановить, не обращаясь к данным, полученным в результате изучения других планет (в основном наиболее изученной Луне) и метеоритов.

Очевидно, что хронологическая последовательность важнейших глобальных событий, представленная ниже (где t_0, \dots, t_4 - время):

t_0	изоляция солнечного облака и конец нуклеосинтеза
t_1	начало конденсации вещества
t_2	формирование родительских тел (аккреция)
t_3	дифференциация родительских тел
t_4	генерация магмы и кристаллизация вулканитов

должна была сохраниться главным образом в наименее дифференцированных телах Солнечной системы - метеоритах. Период времени $t_0 - t_1$ выходит за рамки настоящей работы, так как нас интересуют события, происходившие после начала конденсации вещества Солнечной системы.

Как следует из обзора данных по динамике процесса столкновения космических тел во время аккреции (Витязев, 1983), существует закономерный эволюционный тренд изменения первичного вещества во времени. Автор отмечает, что интенсивность ударной переработки вещества планетезималей зависит от относительных скоростей соударяющихся тел и их величины. Так, относительные скорости на стадии газо-пылевых сгущений и небольших тел малы и недостаточны для сильного прогрева основной массы вещества. При размерах тел ~ 1000 км их скорости возрастают настолько, что энергия, выделившаяся при ударе, уже может привести к локальному гидротермальному метаморфизму (в случае углистых хондритов), переплавлению и переконденсации пылевой компоненты

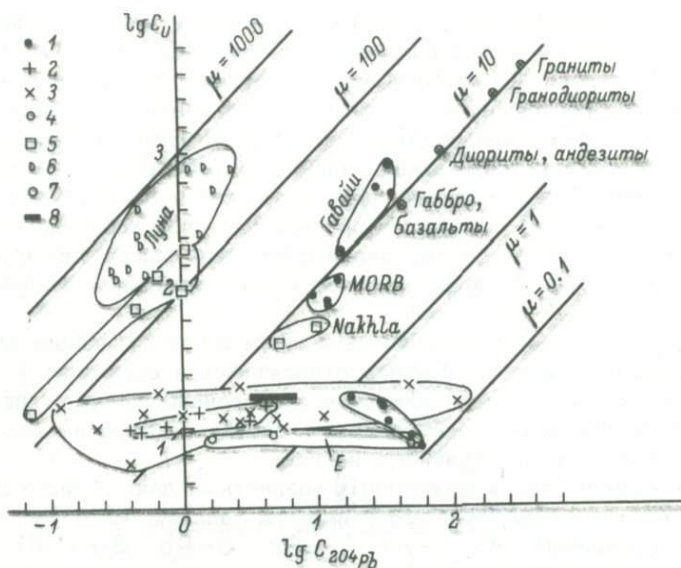


Рис. 1. Соотношение концентраций U и Rb в различных типах метеоритов, лунных и земных базальтах.

1-4 - хондриты: 1 - углистые, 2 - бронзитовые, 3 - гиперстенные, 4 - энстатитовые; 5 - базальтовые ахондриты; 6 - лунные базальты; 7 - различные магматические породы Земли (средние данные); 8 - оценка «валового» состава Земли.

прото вещества, а также частичной дегазации. Эти этапы характеризуются образованием углистых хондритов, которые, хотя и являются наиболее примитивными по вещественному составу телам Солнечной системы, но, как уже сказано, не оставались полностью «замороженными» с момента своего формирования. На следующей стадии эволюции облака, согласно теории, должны появиться более массивные тела (\sim до 3000 км), Относительные скорости возрастают до 2-5 км/с, что характеризуется переходом к интенсивной ударной переработке, сильному локальному метаморфизму, частичному плавлению и испарению вещества. Все эти события являются убедительным аргументом в пользу того, что на этой стадии должно появиться все многообразие известных типов хондритов (L , LL , H и E). Кроме того, многими исследователями фиксируются шокные метаморфические изменения, происходившие в недавнее время, в основном при отделении метеорита от его родительского тела (Müller, Jessberger, 1985; Kaneoka, 1982).

Упомянутые процессы иллюстрируются данными, представленными на рис. 1, взятом из работы Л.А. Неймарка (Неймарк, 1985). На графике в координатах $lg C_U - lg C_{204Rb}$ приводятся данные

для ряда космических тел. В связи с различными космохимическими характеристиками урана и свинца автором выделяются: а) космохимический тренд I, который характерен для примитивных углистых хондритов, состоящих из смеси взятых в разных пропорциях высокотемпературных конденсатов (содержащих уран) и низкотемпературных фаз (в которых концентрируется свинец), и б) космохимический тренд II, отражающий процессы шоковой переработки материала обыкновенных хондритов, при которой происходит потеря летучих без значительного изменения суммарной массы системы. Для последнего тренда характерно почти горизонтальное расположение точек.

Очевидно, что для хронологических исследований с целью нахождения наиболее древних «записей», относящихся к событиям t_1 и t_2 , необходимо исследовать наименее дифференцированные типы хондритов, особенно углистые хондриты — остатки вещества тел, не подвергнувшихся интенсивному нагреву.

Однако интерпретация полученных возрастных данных даже для примитивных хондритов является непростой задачей. Известно, что различные геохронометры ($K-Ar$, $Rb-Sr$, $U-Pb$, $Sm-Nd$) по-разному реагируют на наложенные процессы в связи с отличными физико-химическими свойствами элементов, составляющих радиометрическую пару. Например, при прогреве во время ударной переработки вещества возможно как удаление летучих (Ar , K , Rb и Pb) в условиях вакуума, что вызывает занижение $K-Ar$ и $U-Pb$ значений возраста и завышение $Rb-Sr$ возрастных датировок, так и перераспределение элементов геохронометрических систем. Если такое событие происходило в середине жизни объекта, то возможно искажение значений возраста для любых геохронометров (Bogard, Hirschen, 1980; Bogard et al., 1979; Gale et al., 1980; Keil et al., 1980; Minster, Allegre, 1978; Minster, Allegre, 1979; Nakamura, Tatsumoto, 1980).

Если метаморфизм был недавним, то такое событие не должно изменить $Pb-Pb$ изохронный возраст метеоритов. Следует заметить, что $U-Pb$ метод датирования метеоритов в настоящее время является наиболее надежным, так как обладает возможностью внутреннего контроля замкнутости $U-Pb$ систем. К сожалению, спецификой $U-Pb$ системы хондритов (кроме отклика на возможные постаккреционные события) является наличие в ряде исследованных образцов хондритов избыточного неподдержанного ураном свинца, что проявляется в получении аномально высоких $U-Pb$ значений возраста (при условии обычно применяемого метода расчета возраста, т.е. внесения в измеренные изотопные отношения свинца поправки на первичный свинец, соответствующий троилитовой фазе железного метеорита Canyon Diablo. Происхождение этого свинца дискуссионно: земное загрязнение, результат многостадийной эволюции свинца, гетерогенность первичного свинца Солнечной системы (Овчинникова, Неймарк, 1981; Abranches et al., 1980; Arden, 1983; Gale, 1979; Manhès, Allegre, 1978; Tatsumoto et al., 1976; Tera, 1983; Unruh, 1982; Соболевич, 1974).

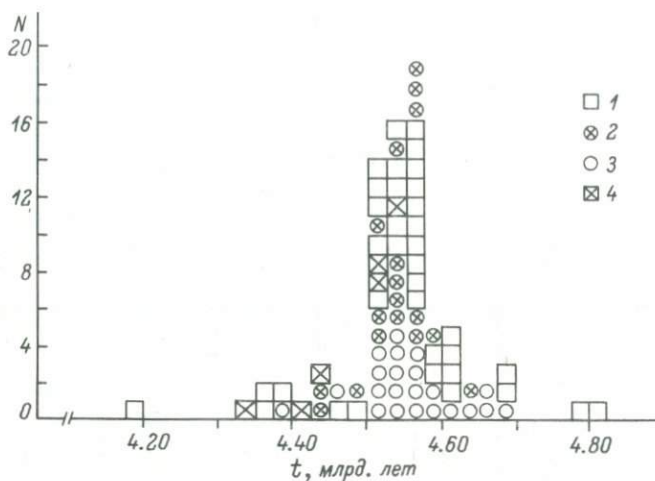


Рис. 2. Возрастная гистограмма для хондритов.
1-4 - то же, что и на рис. 1.

Однако независимо от генезиса этого свинца проблема аномального неподдержанного ураном свинца хондритов может быть решена с помощью трехкоординатного метода расчета возраста (Овчинникова, Неймарк, 1981), для которого не требуется внесения поправки на изотопный состав первичного свинца.

Определению возраста метеоритов различными методами посвящено большое количество работ (см., например, Gale et al., 1972; Jessberger, 1982; Jacobsen, Wasserburg, 1980; Minsster, Allegre, 1980, 1981; Tera, 1981; Unruh, Tatsumoto, 1980; Unruh et al., 1981).

Разброс возрастных значений, полученных в цитируемых работах (рис. 2), вероятно, обусловлен рассмотренными выше причинами. Однако из всей совокупности данных наиболее достоверными являются те, которые удовлетворяют обычным условиям определения возраста любого объекта, а именно: замкнутости соответствующей геохронологической системы и постоянству первичного изотопного состава дочернего элемента. В данном случае эти условия контролируются путем тщательного петрохимического изучения исследуемых объектов, совпадения изохронных значений возраста, полученных различными геохронометрическими методами на разных образцах метеоритов, относящихся к одному классу. В идеальном случае в отсутствие термального воздействия вычисленные изохрон-

Метеорит	Возраст (млрд. лет),		
	K - Ar	Rb - Sr	Sm - Nd
	Хондриты		
Allende (CV)	-	3.6-4.56	-
Bruderheim (L6)	4.48±0.30	4.504±0.015	4.52±0.03
Richardton (H5)	<4.5	4.39±0.03	-
Abee (E)		4.50±0.02	-
	Ахондриты		
Angra dos Reis	-	4.45±0.13	4.562±0.013
Nakhla	1.30	1.21±0.01	1.26±0.07

Примечания. t_1, t_2 - возраст родительского тела соответственно; t'_1, t'_2 - время дифференциации родительского тела соответственно; I, II - вычисление возраста по пересечению с конникова, Неймарк, 1981) соответственно.

ные возрасты совпадают также со значениями, определенными по внутренним изохронам, построенным по отдельным минеральным фракциям одного метеорита (см. таблицу).

В настоящее время наиболее достоверная оценка возраста хондритов (t_2) лежит в интервале $(4.55-4.57) \cdot 10^9$ лет. Наличие более молодых, чем $4.55 \cdot 10^9$ лет, хондритов в свете вышеизложенного обусловлено более сложной, чем двухстадийная, эволюцией материнско-дочерних систем. «Хвост» на гистограмме с более древними возрастными значениями, вплоть до величины $4.8 \cdot 10^9$ лет, отражает, по нашему мнению, реальную картину распределения возраста космического вещества. Как уже упоминалось, хондриты являются крайне неравновесными соединениями - смесью различных по температуре плавления конденсатов. Во многих образцах хондритов, в основном углистых хондритов, наблюдается повышенное содержание тугоплавких включений (типа Ca-Al включений). Это явление, по мнению многих авторов, связано с обнаруженными в ряде включений изотопными аномалиями. Существует ряд гипотез (Cameron et al., 1978; Manuel, Sabu, 1981; Левский, 1984), объясняющих попадание вещества с аномальным изотопным составом в протопланетную туманность. Независимо от принимае-

вычисленный по методам

Pb - Pb	U - Pb	
	I	II
4.555±0.020	4.548±0.025	4.576±0.026
4.565±0.004		
4.561±0.005		
4.56±0.002	$t_1 = 4.536 \pm 0.006$	$t_1 = 4.53 \pm 0.09$
	$t_2 = 0.495 \pm 0.07$	$t_2 = 0.72 \pm 0.14$
4.545±0.01	-	-
4.577±0.04	-	-
4.555±0.005	-	-
-	4.33±0.08	$t'_1 = 4.111 \pm 0.001$
		$t'_2 = 1.259 \pm 0.001$

хондритов и время перераспределения U-Pb системы метеоритов ахондритов и время перераспределения U-Pb системы метеоритов кордией в координатах Везерилла и по трехмерному методу (Овчин-

ных предположений не исключено, что это вещество вносится в газо-пылевое облако уже на стадии формирования углистых хондритов 2-3-го типа (Витязев, 1983). Тела, которые избежали последующих высокоскоростных соударений, могут сохранить реликты, имеющие возраст и состав первичного конденсата.

Итак, исследование наименее дифференцированных космических тел - хондритов дает возможность оценить два возрастных события: $t_1 \sim 4.8 \cdot 10^9$ лет - начало конденсации вещества Солнечной системы - и $t_2 \sim (4.55-4.57) \cdot 10^9$ лет - время формирования космических тел.

Информацию о дальнейших постаккреционных событиях, которым подвергались тела Солнечной системы, несут метеориты другого класса - ахондриты.

Ахондриты относятся к классу дифференцированных метеоритов. В настоящее время нет никакого сомнения относительно их магматического происхождения. Расположение точек для наиболее распространенных богатых Ca ахондритов - эвкритов (см. рис. 1) типично для магматических пород. Они образуют «геохимический тренд» магматической дифференциации с более высоким U/Pb отношением в источнике, чем земные базальты. Однако диаграмма

для бедных Са ахондритов, в которой вместо ^{204}Pb использован другой летучий элемент Tl (Неймарк, 1985) (так как в литературе нет сведений относительно содержания Pb в этих телах), показывает, что эти объекты характеризуются очень низкими значениями U/Pb отношений.

Подобная комплементарность несовместимых элементов дает возможность высказать гипотезу о происхождении ахондритов в результате неравновесного дифференциального расплавления реголита (либо несколько более глубоких частей родительского тела) во время высокоскоростного удара. Принципиальная возможность неравновесного дифференциального плавления обсуждалась в печати рядом авторов (Пушкарев, 1985; O'Nions, Pankhurst, 1978). В нашем случае такому выводу не противоречит отсутствие фракционирования редкоземельных элементов в эвкритях при абсолютном содержании их, несколько превышающем хондритовое.

Возрастные изотопные исследования эвкритов, как правило, характеризуются изохронными зависимостями для всех изотопных систем. Значение времени формирования этих ахондритов колеблется в узком интервале $(4.50-4.57) \cdot 10^9$ лет (см., например, Jacobsen, Wasserburg, 1981; Manhès, Allegre, 1980; Manhès et al., 1982; Murthy et al., 1978; Nakamura, 1979; Tatsumoto et al., 1981; Unruh et al., 1977).

Высокие значения возраста кристаллизации эвкритов (t_4) близки к возрасту примитивных недифференцированных метеоритов — хондритов, т.е. времени окончания аккреции (t_2) космических тел. Такая сближенность значений возраста (t_2 и t_4), а также отсутствие в настоящее время информации о времени дифференциации родительских тел эвкритов (t_3) дает возможность предположить, что космические тела, близ поверхности которых кристаллизовались толеитовые расплавы будущих метеоритов, не вовлекались в процесс планетарной дифференциации и, следовательно, имели небольшой размер. По мнению многих исследователей, такими геологически пассивными малыми телами являются астероиды (Барсуков, Базилевский, 1984; Basaltic ..., 1981).

Однако недавно была открыта и исследована новая группа ахондритов (SNC), члены которой — наклиты, шерготтиты и шассиниты — эволюционировали в недрах или на поверхности крупных планетных тел. Они будут рассмотрены позже.

Итак, вся совокупность современных данных о возрасте различных классов метеоритов — равновесных и дифференцированных — дает возможность получить информацию о времени древнейших событий, происходивших с веществом Солнечной системы на стадии его допланетного состояния (конденсация, аккреция, выплавка и кристаллизация расплава первичного примитивного вещества). Все эти события проходили в узком интервале времени $(4.8-4.55) \cdot 10^9$ лет. История этих не крупных примитивных тел достаточно проста. Их вещество не вовлекалось в процессы планетарной дифференциации. $(4.55-4.57) \cdot 10^9$ лет тому назад они закончили экзогенную дея-

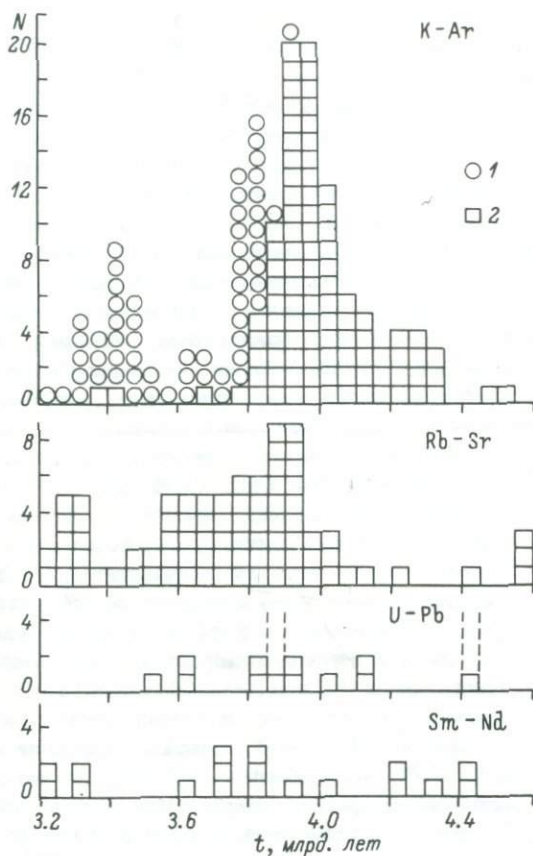


Рис. 3. Возрастные гистограммы для материковых и морских пород Луны.

1 - морские базальты; 2 - породы материков.

тельность и в дальнейшем подвергались только дроблению с образованием метеоритов как таковых.

Очевидно, что лишь анализ временной эволюции более крупных тел - планет с иным ходом развития, в частности наиболее изученной Луны, позволит заглянуть в истоки геологической истории Земли.

Известно, что рельеф Луны аналогичен рельефам всех планет земной группы: на поверхности обнаружены возвышенности - материковые области, состав которых на Луне соответствует коре анортозит-норит-троктолитового состава, и морские бассейны, заполненные излившимися базальтами.

Значения возраста лунных пород приведены на рис. 3. Очевидно преобладание возрастных данных в интервале $(3.8-4.0) \cdot 10^9$ лет

и наличие двух «хвостов» распределения $4.2 \cdot 10^9 < t < 4.6 \cdot 10^9$ лет для материковых пород и $3.2 \cdot 10^9 < t < 3.8 \cdot 10^9$ лет для морских базальтов.

Основной пик на гистограмме соответствует времени образования большинства бассейнов и началу экструзии морских базальтов. Экструзивная деятельность в районе морей определенно инициирована ударами планетезималей. Теперь уже широко известно, что процесс аккреции планетных тел не закончился резко $4.55 \cdot 10^9$ лет тому назад. Он продолжался в уменьшающемся темпе в течение последующих нескольких сот миллионов лет, а затем резко завершился $\sim 4 \cdot 10^9$ лет назад выпадением сравнительно небольшого числа крупных планетезималей, образовавших обширные кратеры на поверхности Луны, заполнившиеся базальтами. Вулканизм в области лунных морей продолжался еще несколько сот миллионов лет вплоть до времени $\sim 3.2 \cdot 10^9$ лет тому назад.

При рассмотрении данных для материковых пород следует иметь в виду, что пик распределения при $(3.9-4.0) \cdot 10^9$ лет может быть связан с выбросом вещества при образовании бассейнов и что на самом деле возрасты материковых пород, оказавшиеся погребенными, смещены в сторону более высоких значений. Более древние возрастные данные, полученные для материковых областей, предполагают, что почти одновременно с завершением аккреции Луны $((4.57-4.55) \cdot 10^9$ лет) практически сразу же началась быстрая дифференциация поверхностных (или близповерхностных слоев) на глубину несколько десятков километров с выделением первичной коры (Барсуков, Базилевский, 1984; Левский, Овчинникова, 1985; Allegre et al., 1977; Nunes et al., 1974; Tera et al., 1974).

На ранний планетарный процесс дифференциации, во время которого шло формирование анортозитовой коры и мантии, указывают также древние значения U-Pb и Sm-Nd возраста $((4.47-4.55) \cdot 10^9$ лет) и геохимические параметры источника морских базальтов - гетерогенной лунной верхней коры.

Итак, Луна характеризуется сближенными значениями времени аккреции ($t_2 = (4.55-4.57) \cdot 10^9$ лет) и времени глобальной лунной дифференциации ($t_3 = (4.55-4.4) \cdot 10^9$ лет), которая была инициирована экзогенными процессами. Магматическая деятельность на Луне продолжалась вплоть до времени $3.0 \cdot 10^9$ лет тому назад. В подавляющей степени она была обусловлена также экзогенными факторами, в то время как для других, более крупных планет развитие эндогенного базальтового вулканизма является универсальным для дифференциации и развития оболочек. Сейчас становится очевидным, что геологические процессы на планетных телах должны существенно зависеть от особенностей строения космических тел и главным образом от размеров и масс планет (Марков, 1984).

Подобный вывод подтверждается исследованием группы SNC метеоритов (Bogard, 1984; Carr et al., 1984; Nakamura et al., 1982a, 1982b; Nyquist, 1983; Shih et al., 1982). Это типичные ахондриты, имеющие базальтовую петрологию.

На рис. 1 (Неймарк, 1985) данные по содержанию урана и свинца для типичного представителя этой группы метеорита Nakhla попадают на геохимический тренд для земных пород. По своим химическим и петрологическим особенностям этот метеорит близок к земным базальтам срединно-океанических хребтов. Его возраст, определенный Sm-Nd, Rb-Sr и K-Ar методами, равен $\sim 1.26 \cdot 10^9$ лет, что интерпретируется как время кристаллизации базальтового расплава (t_4). U-Pb возраст (верхнее пересечение конкордии на графике Везерилла), который, по мнению ряда исследователей, соответствует времени дифференциации источника (t_3), оказался равным $4.3 \cdot 10^9$ лет (см. таблицу).

Нетрудно заметить, что в этом случае также отчетливо видна сближенность возраста аккреции планетных тел и времени дифференциации родительского тела метеорита. Существенным фактом является то, что магматическая деятельность родительской планеты Nakhla продолжалась минимум до времени $1.3 \cdot 10^9$ лет тому назад. В свете вышеизложенного это означает, что он мог образоваться на крупном, глубоко дифференцированном теле (значительно большем, чем Луна), например на таком, как Марс (Nakamura et al., 1982b; Kerr, 1983).

Самой крупной из планет земной группы является Земля. Естественно ожидать, что в термической истории на ранних стадиях ее существования планета должна была пройти все этапы жизни космического тела. Однако в энергетике Земли большой удельный вес должны составлять эндогенные процессы переработки вещества. Сейчас уже не вызывает никакого сомнения тот факт, что импактные воздействия на ранней Земле в период $(4.6-4.0) \cdot 10^9$ лет тому назад являлись пусковым механизмом для тех процессов, которые сформировали действующий сейчас геохимический цикл (Левский, Овчинникова, 1985; Барсуков, Базилевский, 1984; Марков, 1984; Грив, Парментье, 1984).

Следует заметить, что источник экзогенной энергии на Земле, т.е. метеоритная бомбардировка, мог быть более интенсивен, чем у относительно небольшой Луны. Кинетическая энергия метеоритов, падавших на Землю, была значительно выше, чем у лунных, и соответственно мог быть больше объем расплавленного вещества.

Вклад в энергетику планеты за счет высокоскоростных ударов составлял, по оценке М.С. Маркова (1984), $3 \cdot 10^{28}$ эрг/год. Если учесть, что энергия суммарного теплового потока современной Земли равна $1 \cdot 10^{28}$ эрг/год, то можно увидеть, что экзогенный фактор играл важную роль в геологической истории ранней Земли.

На основании данных сравнительной планетологии можно предположить, что первичная материковая кора на Земле была образована на ранних стадиях эволюции планеты. Этот факт подтверждается также путем анализа многочисленных оценок возраста Земли.

Определению возраста Земли посвящено большое количество исследований. В основном это работы, в которых попытки оценить возраст Земли проводились с помощью свинцово-изохронного метода.

Возраст Земли (т.е. время окончания аккреции планеты) вычисляли, исходя из изотопного состава свинца геологического объекта, датированного другими методами. Так, возраст Земли был рассчитан по изотопному составу свинца современных океанических осадков (Patterson, 1956), по изотопному составу свинца полевых шпатов гнейсов Амитсок, Зап. Гренландия (Gancarz, Wasserburg, 1977), по изотопному составу свинца древних стратиформных руд (Tera, 1981b) и т.д. Достаточно полный обзор работ, посвященных определению возраста Земли, приведен в работе (Неймарк, 1985).

Подавляющее большинство полученных различными авторами оценок возраста свидетельствует о том, что в рамках одностадийных моделей эволюции свинца и при условии гомогенного по изотопному составу первичного свинца Земли, равного свинцу троилита железного метеорита Canyon Diablo, значение возраста лежит в интервале $(4.43-4.53) \cdot 10^9$ лет. Эти значения ниже времени аккреции других космических тел. Тогда, учитывая тот факт, что среднее значение $\mu = \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}$ Земли равно 8, а μ углистых хондритов (наиболее примитивных по распространенности элементов тел Солнечной системы) < 1 , можно выдвинуть следующую альтернативу: либо Земля образована из уже деплетированного летучими, т.е. дифференцированного, вещества почти на 100 млн. лет позже других тел Солнечной системы, либо возраст аккреции Земли совпадает с возрастом других космических тел, т.е. равен $(4.55-4.57) \cdot 10^9$ лет, а фракционирование вещества произошло вскоре после аккреции, на стадии уже сформированной планеты (Gancarz, Wasserburg, 1977). Ганкарц и Вассербург, исходя из данных об изотопном составе свинца в калиевых полевых шпатах гнейсов Амитсок и предположив двухстадийную эволюцию вещества Земли (с низким значением отношения в первой стадии $\mu_1 = \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}$ и $\mu_2 = 8$ во второй стадии), рассчитали значение возраста Земли, равное 4.55×10^9 лет, практически совпадающее с возрастом аккреции всех изученных планетных тел Солнечной системы. Значение времени фракционирования U и Pb, т.е. время дифференциации, оказалось равным $4.47 \cdot 10^9$ лет. Авторы связывают эту величину со временем сегрегации ядра Земли. Аналогичный вывод был сделан в работе (Неймарк, Пушкарев, 1982). Следует отметить, что все соображения относительно дифференциации планетных тел основываются на предположении о гомогенной аккреции планет (Левин, 1983; Сафронов, 1982; Витязев, 1983; Рингвуд, 1982).

Изменение (увеличение) величины μ могло происходить, таким образом, двумя путями: либо за счет потери сравнительно легколетучего свинца из тел астероидальных размеров в период от 4.55×10^9 до $4.47 \cdot 10^9$ лет тому назад, либо путем сегрегации большей части свинца за счет его сидерофильных свойств в железоникелевое ядро за тот же промежуток времени.

В случае первого варианта размеры астероидальных тел являются критическим параметром с точки зрения возможности потери ле-

тучих элементов. С Луны, например, легколетучие газы были вынесены в космическое пространство, а менее летучие элементы, например свинец, в связи с гравитационным притяжением планеты частично осели на поверхности, создав известный избыток свинца, не поддержанного ураном в реголитовом слое. За счет сравнительно большого гравитационного потенциала Земля удержала большинство выделившихся при прогревании газов, создав первичную атмосферу и гидросферу. Элементы с большим ионным радиусом, подобные свинцу, могли быть удалены в ядро Земли, сепарация которого по времени совпадает с образованием первичной коры и мантии.

Естественно, что масштабы процесса дифференциации подразумевают все увеличивающийся со временем вклад в термическую историю планеты энергии гравитационной дифференциации, а также радиоактивного тепла от долгоживущих нуклидов.

Активная магматическая деятельность на Земле, продолжающаяся до сих пор, как и следовало ожидать, практически стерла информацию о раннем периоде жизни нашей планеты, т.е. о первых 700–800 млн. лет.

Изучение наиболее близких по типу к Земле планет (например, Венеры) даст возможность глубже понять и осмыслить такой важный этап в развитии нашей планеты, как появление древней первичной материковой коры, ее состав и возможность поиска следов первичного вещества Земли.

Л и т е р а т у р а

Барсуков В.Л., Базилевский А.Т. Сравнительная планетология. Некоторые итоги и перспективы. – В кн.: Сравнительная планетология. Т. 19: Докл. на 27 Междунар. геол. конгр. М., 1984, с. 3–11.

Витязев А.В. Модели образования и ранней эволюции планет земной группы. – В кн.: Геохимия радиогенных изотопов на ранних стадиях эволюции Земли. М., 1983, с. 42–61.

Грив Р.А.Ф., Парметье Е.М. Ударные явления как факторы в эволюции Земли. – В кн.: Сравнительная планетология. Т. 19: Докл. на 27 Междунар. геол. конгр. М., 1984, с. 57–65.

Левин Б.Ю. Происхождение Земли. – В кн.: Проблемы радиогеологии. М., 1983, с. 265–275.

Левский Л.К. Интервал образования Земли. – Геохимия, 1984, № 11, с. 1667–1674.

Левский Л.К., Овчинникова Г.В. Догеологическая хронология вулканитов. – В кн.: Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М., 1985, с. 124–132.

Марков М.С. Ранние стадии развития Земли и сравнительная планетология. – В кн.: Сравнительная планетология. Т. 19: Докл. на 27 Междунар. геол. конгр. М., 1984, с. 50–57.

Неймак Л.А. Некоторые ограничения на возраст Земли и природу ее первичного вещества по $U-Rb$ данным. – В кн.: Современные данные изотопной геохимии и космохимии. Л., 1985, с. 5–25.

Неймарк Л.А., Пушкарев Ю.Д. Модель эволюции изотопного состава Pb в однородном мантийном резервуаре. - В кн.: IX Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии: Тез. докл. М., 1982, т. 1, с. 15-16.

Овчинникова Г.В., Неймарк Л.А. Проблема избыточного свинца в метеоритах. - Геохимия, 1981, № 8, с. 1091-1102.

Пушкарев Ю.Д. Изотопно-геохимическая модель общей металлогении. Апатиты, 1985. 42 с.

Рингвуд А.Е. Происхождение Земли и Луны/ Пер. И.В. Матвеевой; Под ред. А.А. Ярошевского. М., 1982. 293 с.

Сафронов В.С. Современное состояние теории происхождения Земли. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1982, № 6, с. 5-24.

Соботович Э.В. Изотопная космохимия. М., 1974. 205 с.

A b r a n c h e s M.C.B., A r d e n J.W., G a l e N.H. Uranium-lead abundances and isotopic studies in the chondrites Richardton and Farmington. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, vol. 46, N 3, p. 311-325.

A r d e n J.W. Distribution of lead and thallium in the matrix of the Allende meteorite and the extend of terrestrial lead contamination in chondrites. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1983, vol. 62, N 3, p. 395-406.

A l l e g r e C.J., S h i m i z u N., T r e n n i e M. The accumulation and bulk composition of the Moon. Comparative chemical history of the Earth, the Moon and parent body of achondrite. - Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1977, vol. A285, N 1327, p. 55-67.

B a s a l t i c volcanism on the terrestrial Planets: By members of the Basaltic volcanism study project, 1976-1979. Houston, 1981. 1286 p.

B o g a r d D.D. On the origin of excess ^{40}Ar in the four shergottite achondrites. - Meteoritics, 1984, vol. 19, N 4, p. 195-196.

B o g a r d D.D., H i r s e n W.C. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, Ar diffusion properties and cooling rate determinations of severely shocked chondrites. - Geochim. et cosmochim. acta, 1980, vol. 44, N 11, 1667-1678.

B o g a r d D.D., H i r s e n L., N y q u i s t L.E. ^{40}Ar - ^{39}Ar age of the shergotty achondrite and implication for its post-shock thermal history. - Geochim. et cosmochim. acta, 1979, vol. 43, N 7, p. 1047-1055.

C a m e r o n A.G.W., C o w a n J.J., T r u r a n J.W. - The triggering supernova and isotopic anomalies in meteorites. - In: IX Lunar and planet. sci. conf. Houston, 1978, abstr. pap., pt 1, p. 146-147.

Carr R.H., Wright J.P., Pillinger C.T. Martian atmospheric CO₂ in an antarctic meteorite. - *Meteoritics*, 1984, vol. 19, p. 204.

Gale N.H. U-Pb systematics in Allende and a possible explanation of apparent excess radiogenic lead in chondritic meteorites. - *Geochim. J.*, 1979, vol. 13, N 5, p. 191-199.

Gale N.H., Arden J.W., Abrahams M.C.B. Uranium-lead age of the Bruderheim L6 chondrite and the 500 M.A. shock event in the L-group parent body. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1980, vol. 48, N 2, p. 311.

Gale N.H., Arden J., Hutchison R. Uranium-lead chronology of Chondritic Meteorites. - *Nature. Phys. Sci.*, 1972, vol. 240, N 99, p. 50-57.

Gancarz A.J., Wasserburg G.J. Initial Pb of Amitsoq gneiss, West Greenland, and implications for the age of the Earth. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1977, vol. 41, N 9, p. 1283-1301.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd isotopic systematics of chondrites and achondrites. - *Meteoritics*, 1980, vol. 15, N 4, p. 307-308.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd isotopic systematics in Angra dos Reis. - *Lunar and Planet. Sci.*, 1981, pt 2, p. 500-501.

Jessberger E.K. An the anomalously high age in an Allende inclusion. - *Meteoritics*, 1982, vol. 17, N 4, p. 232-233.

Kaneoka J. ⁴⁰Ar-³⁹Ar ages of Antarctic meteorites and the effect of weathering on their ages. - *Meteoritics*, 1982, vol. 17, N 4, p. 234-235.

Keil K., Fodor R.V., Starzyk P.M. et al. A 3.6 by.-old impact-melt rock fragment in the Plainview chondrite: implications for the age of the H-group chondrite parent body regolith formation. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1980, vol. 51, N 2, p. 231-240.

Kerr R.A. A Lunar meteorite and may be some from Mars. - *Science*, 1983, vol. 220, N 4594, p. 288-289.

Manhes G., Allegre C.J. Time differences as determined from the ratio of lead 207 to lead 206 in concordant meteorites. - *Meteoritics*, 1978, vol. 13, N 4, p. 543.

Manhes G., Allegre C.J. U-Th-Pb systematics of the Juvinas achondrite. - *Meteoritics*, 1980, vol. 15, N 4, p. 329.

Manhes G., Allegre C.J., Provost A. U-Pb systematics in achondrites: chronology and inferences on the bombardment history of

their parent body. - Meteoritics, 1982, vol. 17, N 4, p. 247-248.

M a n u e l O.K., S a b u D.D. The noble gas record of the terrestrial planets. - Geochim. J., 1981, vol. 15, N 3, p. 245-267.

M i n s t e r J.F., A l l e g r e C.J. ^{87}Rb - ^{87}Sr dating of L and LL chondrites: effects of shock and brecciation. - Meteoritics, 1978, vol. 13, N 4, p. 562.

M i n s t e r J.F., A l l e g r e C.J. ^{87}Rb - ^{87}Sr dating of L chondrites: effects of shock and brecciation. - Meteoritics, 1979, vol. 14, N 2, p. 235.

M i n s t e r J.F., A l l e g r e C.J. More data on ^{87}Rb - ^{87}Sr dating of LL chondrites. - Meteoritics, 1980, vol. 15, N 4, p. 353.

M i n s t e r J.F., A l l e g r e C.I. ^{87}Rb - ^{87}Sr dating of LL chondrites - Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, vol. 56, N 1, p. 89-106.

M ü l l e r N., J e s s b e r g e r E.K. - Dating Jilin and constrains on its temperature history. - Earth and Planet. Sci.Lett., 1985, vol.72, N 2/3, p. 276-286.

M u r t h y V.R., A l e x a n d e r E.C., S a i t o K. Rb-Sr and ^{40}Ar - ^{39}Ar systematics of the Estherville mesosiderite. - In: IX Lunar. and planet. sci. conf. Houston, 1978, abstr. pap., p. 781.

N a k a m u r a N.A. preliminary isotopic study on four Gamato diogenites Sm-Nd and Rb-Sr systematics. - In: Proc. IV Sympos. on antarctic meteorites, Houston, 1979, p. 219.

N a k a m u r a N., K o m i H., K a g a m i H. Rb-Sr isotopic and REE abundences in the chassigny meteorite. - Meteoritics, 1982a, vol. 17, N 4, p. 257-258.

N a k a m u r a N., T a t s u m o t o M. A 4.0 b.y. impact age of the Modoc L6 chondrite determined by the Sm-Nd method. - Meteoritics, 1980, vol. 5, N 4, p. 334-335.

N a k a m u r a N., U n r u h D.M., T a t s u m o t o M., H u t c h i s o n R. - Origin and evolution of the Nakhla meteorite inferred from the Sm-Nd and U-Pb systematics and REE, Ba, Sr, Rb and K abundences. - Geochim. et cosmochim. acta, 1982b, vol. 46, N 9, p. 1555-1575.

N u n e s P.D., K n i g h t R.J., U n r u h D.M., T a t s u m o t o M. The primitive nature of the lunar crust and the problem of initial Pb isotopic composition of Lunar rocks. - V Lunar and planet. sci. conf. Houston, 1974. abstr. pap., p. 559.

N y q u i s t L.E. Meteorites from Mars - a status report. - Meteoritics, 1983, vol. 18, N 4, p. 367-368.

O'Nions R.K., Pankhurst R.J. Early
archaeon rocks and geochemical evolution of Earth's
crust. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1978, vol. 38,
N 1, p. 211-236.

Patterson C. Ages of meteorites and the
Earth. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1956, vol. 10, p. 230-
237.

Shih C.J., Nyquist L.E., Bogard
D.D. e.a. Chronology and petrogenesis of young achon-
drites, Shergotty, Zagami and ALHA 77005: late magma-
tism on a geologically active planet. - *Geochim. et cosmo-
chim. acta*, 1982, vol. 46, N 11, p. 2322-2344.

Tatsumoto M., Unruh D.M., Des-
borough G.A. U-Th-Pb and Rb-Sr systematics
of Allende and U-Th-Pb systematics of Orgueil. - *Geo-
chim. et cosmochim. acta*, 1976, vol. 40, p. 617-637.

Tatsumoto M., Unruh D.M., Pat-
cett P.J. U-Rb and Lu-Hf systematics of Antarc-
tic meteorites. - In: *Proc. VI Sympos. on antarctic me-
teorites*. Houston, 1981, p. 237-249.

Tera F. Concerning Pb-U-Th in chondrites. -
In: *XII Lunar and planet. sci. conf.*, Houston, 1981a,
pt 3, p. 1085.

Tera F. Aspects of isochronism in Pb isotope
systematics. Application to planetary evolution. - *Geo-
chim. et cosmochim. acta*, 1981b, vol. 45, N 9, p. 1439-1448.

Tera F. U-Th-Pb in chondrites - evidence of
elemental mobilities and the singularity of primordial Pb. -
Earth and Planet. Sci. Lett., 1983, vol. 63, N 2, p. 147-166.

Tera F., Papanastassiou D.A.,
Wasserburg G.J. Isotopic evidence for a ter-
minal Lunar cataclysm. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*,
1974, vol. 22, N 1, p. 1-21.

Unruh D.M., Nakamura N., Ta-
tsumoto M. History of the Pasamonte achondrite:
relative susceptibility of the Sm-Nd, Rb-Sr and U-
Pb systems to metamorphic events. - *Earth and Pla-
net. Sci. Lett.*, 1977, vol. 37, N 1, p. 1-12.

Unruh D.M. The U-Th-Pb age of equilibrated
L chondrites and a solution to the excess radiogenic Pb
problem in chondrites. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*,
1982, vol. 52, N 1, p. 75-97.

Unruh D.M., Tatsumoto M. U-Pb
study of Abee consortium samples. - *Meteoritics*, 1980,
vol. 15, N 4, p. 381-382.

Unruh D.M., Tatsumoto M., Hut-
chison R. U-Pb Study of L3 chondrites. - In:
XII Lunar and planet. sci. conf., Houston, 1981, pt 3,
p. 1109-1110.

ИЗОТОПНЫЕ ВОЗРАСТЫ ДРЕВНЕЙШИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЗЕМЛИ

Изотопные датировки пород, отвечающие нижнеархейскому возрасту, в настоящее время получены на всех континентах. Установлено, что древнейшие породы Земли распространены в основном в пределах двух главных типов геоструктур архейской коры: гранит-зеленокаменных областей и областей высокометаморфизованных образований (Конди, 1983). В строении гранит-зеленокаменных областей участвуют зеленокаменные пояса и окружающие их обширные поля гранитоидов. Породы зеленокаменных поясов представлены супракрустальными образованиями, преимущественно вулканитами основного состава. Для зеленокаменных поясов типичным является метаморфизм от зеленосланцевой до амфиболитовой фации.

В окружающих зеленокаменные пояса гнейсо-гранитных ареалах в качестве древнейших образований выделяются гнейсы и мигматиты тоналит-трондjemитового состава, в которых присутствуют включения пород зеленокаменных поясов, возможно более ранних. Большую роль в строении зеленокаменных областей играют располагающиеся вдоль границ гнейсо-гранитных ареалов и зеленокаменных пород тоналиты, рассматриваемые по ряду признаков как интрузивные образования.

В строении областей высокометаморфизованных образований основную роль играют кварц-полевошпатовые гнейсо-мигматитовые породы. Меньшую часть составляют породы гранулитовой фации. В небольшом количестве встречаются супракрустальные породы, сложенные магматические комплексы и мафические дайки. Метаморфизм пород изменяется от средней амфиболитовой до гранулитовой фации.

Геохронологические и изотопные исследования гранит-зеленокаменной и высокометаморфизованной ассоциаций пород направлены на решение фундаментальных геологических проблем: являются ли они разновозрастными или разновозрастными, отражают разные уровни эрозионного среза в архейской коре или различные тектонические обстановки образования. Проблема соотношения этих ассоциаций близко стыкуется с проблемой состава первичной коры: была ли она океанического или континентального типа, — и с проблемой ее происхождения: образовалась ли она на раннем этапе истории Земли и в дальнейшем имела место только переработка этого вещества или происходило непрерывное дифференцированное выделение коровых компонентов из мантии.

С целью поиска ответа на вопрос о возрастном соотношении пород гранит-зеленокаменных областей и областей высокометаморфизованных образований рассмотрим имеющиеся наиболее древние датировки, зафиксированные практически на всех континентах мира. *

*) Обзор материалов по датированию древнейших образований Антарктиды дан в статье Д.П. Крылова и Б.В. Беляцкого «Архей-

Африка. Самые древние образования встречены в Каапвальском и Родезийском кратонах и разделяющем их поясе Лимпопо. В Каапвальском кратоне это Барбертонская гранит-зеленокаменная ассоциация, состоящая из зеленокаменного пояса, который относится к надгруппе Свазиленд, и окружающих его плутонов лейкократовых ортогнейсов и недеформированных гранитоидных пород, представляющих древний гнейсовый комплекс. Степень метаморфизма меняется от зеленосланцевой до амфиболитовой фации.

Стратиграфически надгруппа Свазиленд подразделяется на три группы снизу вверх: Онвервахт, Фигтри и Модис. Наибольший интерес представляет группа Онвервахт, сложенная преимущественно основными и ультраосновными вулканитами с подчиненным количеством кислых вулканитов и кремнистых пород. Низы группы Онвервахт (формация Комати) представлены базальтовыми коматиитами.

В настоящее время как группа Онвервахт, так и ортогнейсы древнего гнейсового комплекса достаточно надежно датированы (табл. 1). Одно из наиболее ранних определений возраста этой группы было произведено по минеральным фракциям (различающимся по плотности) базальтового коматиита из формации Комати (Jahn, Shih, 1974). Полученное по Rb-Sr методу значение возраста 3430 ± 200 млн. лет было затем подтверждено Sm-Nd изохронным методом.* Так, Гамильтон и др. (Hamilton et al., 1979) для вулканических пород формации Комати получили $T = 3540 \pm 300$ млн. лет, а Джан и др. - 3560 ± 240 млн. лет (Jahn et al., 1982).

Теоретически этот возраст отражает время метаморфизма или закрытия изотопных систем. Поскольку вулканизм, осадконакопление и метаморфизм во многих архейских зеленокаменных поясах обычно происходят практически одновременно, т.е. в относительно короткий временной интервал (100-200 млн. лет), и поскольку исследованный базальтовый коматиит типичен для базальтов нижних формаций группы Онвервахт, возраст 3500 ± 200 млн. лет интерпретируется как время заложения формации Комати и, более того, как время становления группы Онвервахт (Jahn, Shih, 1974).

Полученное очень низкое первичное стронциевое отношение важно для понимания генезиса пород. Если коматиит в большой степени (на 40-80%) представляет собой продукт парциального плавления пород источника, то его первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ должно определять изотопный состав стронция верхней мантии.

Древний гнейсовый комплекс может быть разделен на три главных типа: а) бимодальную серию переслаивающихся кремнистых

* За исключением случаев, когда это специально оговаривается, все Rb-Sr и Sm-Nd возрасты определялись по образцам породы в целом.

Т а б л и ц а 1

Изотопный возраст древнейших образований Африки

Порода	Метод датирования	Изотопный возраст, млн. лет	Первичное изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ или $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (*)	Литература
К а а п в а л ь с к и й к р а т о н				
Базальтовый коматит из группы Онвербахт	Rb-Sr	3430 \pm 200	0.70048 \pm 5	Jahn, Shih, 1974
	Sm-Nd	3540 \pm 300	0.50809 \pm 0.00004 (*)	Hamilton et al., 1979
	Sm-Nd	3560 \pm 240	0.50818 \pm 0.00023 (*)	Jahn et al., 1982
Лейкократовые ортогнейсы из бимодальной серии древнего гнейсового комплекса	Rb-Sr	3511 \pm 111	0.6999 \pm 0.0016	Barton et al., 1980
Р о д е з и й с к и й к р а т о н				
Гранит Мушандайк	Rb-Sr	3520 \pm 260	0.7017 \pm 0.0030	Hickman, 1974
Гранит Монт д'Ор	Rb-Sr	3420 \pm 120	0.711 \pm 0.001	Moorbath et al., 1976
Гнейсы Машоба	Rb-Sr	3580 \pm 400	0.702 \pm 0.001	Hawkesworth et al., 1975
Гнейсы Шабани	Rb-Sr	3570 \pm 120	0.7000 \pm 0.0005	Moorbath et al., 1977
М о б и л ь н ы й п о я с Л и м п о п о				
Гнейсы Сэнд Ривер	Rb-Sr	3786 \pm 61	0.70122 \pm 0.00016	Barton et al., 1978

низкокалиевых лейкократовых ортогнейсов и амфиболитов, б) гомогенный тоналитовый гнейс, в) супракратальные породы.

Самые древние датировки получены для лейкократовых ортогнейсов бимодальной серии: $Rb-Sr$ изохрона по валовым пробам дала возраст 3555 ± 111 млн. лет (Barton et al., 1980).

Этот возраст неотличим от возраста внедрения вулканических пород формации Комати. Очень низкие первичные отношения $^{87}Sr / ^{86}Sr = 0.7005$ для формации Комати и 0.6999 (табл. 1) – для ортогнейсов бимодальной серии хорошо согласуются с так называемыми кривыми роста, характерными для океанической мантии, обедненной рубидием по отношению к стронцию. Таким образом, и лейкократовые гнейсы, и формация Комати могут быть дериватами такого рода мантии (Barton et al., 1980).

Родезийский кратон представляет собой типичную гранит-зеленокаменную область. Примерно 83% пород, слагающих провинцию, составляют гнейсы и разнообразные гранитоиды; остальные 17% приходятся на зеленокаменные комплексы. Вся провинция рассечена простирающейся на северо-восток Великой Дайкой. Степень метаморфизма пород провинции меняется от пренит-пумпеллитовой до амфиболитовой фации (Конди, 1983).

Развитие зеленокаменных поясов здесь более интенсивное, чем в Каапвальском кратоне. Общая последовательность пород идет от ультраосновных вулканитов, которые не всегда присутствуют, через базальты и андезиты к существенно осадочным компонентам. Индивидуальные зеленокаменные пояса встречаются как прерывные выходы в «море» гнейсов, но нет никаких доказательств, что они когда-либо образовывали непрерывный коровый слой.

Изохронные $Rb-Sr$ возрасты, полученные для ряда отдельных вулканических серий, совпадают в пределах ошибок регрессий и равны в среднем 2700 млн. лет с низким первичным отношением $^{87}Sr / ^{86}Sr$ (Hawkesworth et al., 1975). Такой же возраст был получен $Sm-Nd$ изохронным методом для ряда основных и ультраосновных вулканитов с первичным отношением $^{143}Nd / ^{144}Nd$, принимаемым для недифференцированной мантии (Hamilton et al., 1977). Минимальный возраст для гранит-зеленокаменной области контролируется возрастом Великой Дайки (2500 млн. лет), секущей и вулканические, и осадочные ассоциации пород зеленокаменных поясов (Hamilton et al., 1977).

Первичная природа пород, первичные отношения – низкие $^{87}Sr / ^{86}Sr$ и высокие $^{143}Nd / ^{144}Nd$, а также возрастное сходство между различными типами пород не оставляют сомнения в том, что 2700 млн. лет – это примерное время извержения большинства вулканитов. Однако существуют косвенные доказательства наличия зеленокаменных поясов более древнего возраста. Так, гранит Мушандайк, который, как считают, моложе осадочной формации, являющейся частью одного из зеленокаменных поясов, имеет $Rb-Sr$ возраст 3520 ± 260 млн. лет (Hickman, 1974). Гранит Монт д'Ор, который геологически моложе пород древнего зеленокаменного пояса, относимого к Себаквийской группе, имеет $Rb-Sr$ возраст 3420 ± 60 млн. лет (Moorbath et al., 1976).

Имеющиеся геохронологические данные для пород гранит-гнейсовой ассоциации позволяют признать наличие примерно треугольного по форме древнего корового сегмента. В пределах этого сегмента были датированы тоналитовые гнейсы Машаба ($Rb-Sr$ изохрона с возрастом 3600 млн. лет (Hawkesworth et al., 1975)), граниты Мушандайк и Монт д'Ор, о которых речь шла выше ($Rb-Sr$ возраст 3500 и 3400 млн. лет соответственно), и гранитные гнейсы из области Шабани с $Rb-Sr$ возрастом 3570 ± 60 млн. лет (Moorbath et al., 1977). Гнейсы основания других областей дали $Rb-Sr$ возраст 2780 ± 30 и 2760 ± 40 млн. лет (Hawkesworth et al., 1975).

Таким образом, для Родезийского кратона отмечается два возрастных рубежа - 3500 и 2700 млн. лет. Более древний рубеж ассоциируется с образованием гранитных кристаллических сегментов и части зеленокаменных поясов, относимых к так называемому Себаквийскому типу, более молодой - с образованием главных зеленокаменных поясов, ассоциированных «гранитных» интрузивов и секущих тоналитов. Низкие первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в более молодых породах исключают, по-видимому, их образование путем переплавления гнейсов более древнего основания.

М о б и л ь н ы й п о я с Л и м п о п о - это зона высоких, часто даже гранулитовых фаций полиметаморфических пород, расположенная между Родезийским и Каапвальским кратонами. Внутри центральной зоны Лимпопо, вблизи Мессины, выделяют гнейсы Сэнд Ривер, которые, как считают, представляют собой остатки древней сиалической коры. Эти гнейсы состоят из двух компонентов - мезократовых серых кварцевых диоритовых гнейсов (серые гнейсы) и лейкократовых гранодиоритовых гнейсов (лейкогнейсы) (Barton et al., 1978). Вместе они определяют 30-точечную $Rb-Sr$ изохрону с возрастом $T = 3786 \pm 61$ млн. лет, который интерпретируется как отражение первого интенсивного метаморфизма еще более древней супракrustальной ассоциации. На сегодняшний день все другие традиционные изотопные системы, по-видимому, не отразили этого явления. Если бы в конце концов $Rb-Sr$ данные были подтверждены $Sr-Nd$ и $U-Pb$ методом локальной ионно-ионной масс-спектрометрии по цирконам, тогда можно было бы считать, что гнейсы Сэнд Ривер столь же древни, как и гнейсы Амитсок.

Австралия. В Северо-Западной Австралии выделяются два архейских блока - Пилбара и Илгарн. Блок Пилбара и большая часть блока Илгарн представляют собой классические гранит-зеленокаменные области. Гранит-зеленокаменная ассоциация Пилбара состоит из расслоенных серий вулканитов и осадков низкой степени метаморфизма, окружающих большие, овальной формы, батолиты.

$U-Pb$ возраст цирконов из дацита формации Даффер нижней вулканической ассоциации Варравуна равен 3452 ± 16 млн. лет (Pidgeon, 1978a) (табл. 2). Еще более древний возраст для самых низов этой же вулканической ассоциации - подгруппы Талга-Талга - был получен $Sr-Nd$ изохронным методом, в основном

Т а б л и ц а 2

Изотопный возраст пород Австралии

Порода	Метод датирования	Изотопный возраст, млн. лет	Литература
Б л о к П и л б а р а			
Цирконы из дацита, формация Даффер, группа Варравуна	U-Pb	3452 \pm 16	Pidgeon, 1978a
Вулканиды из разреза Талга-Талга, группа Варравуна	Sm-Nd	3560 \pm 32*	Hamilton et al., 1981
Цирконы из гнейсов батолита Шо	U-Pb	3420 \pm 40	Pidgeon, 1978b
Гнейсы батолита Шо	(Sm-Nd) _{мод}	3430	Пейдж и др., 1984
Б л о к И л г а р н			
Вулканиды Камбалды	Sm-Nd	3262 \pm 44**	Claoué-Long et al., 1984
Цирконы из кварцитов Джимпердинг	U-Pb	3341 \pm ¹³³ ₇₃	Nieuwland, Compston, 1981
Цирконы из ортогнейсов Джимпердинг	U-Pb	3246 \pm ⁷⁰ ₅₀	То же
Ортогнейсы г. Нарриер	(Sm-Nd) _{мод}	3630 \pm 40	De Laeter et al., 1981
Детритовые цирконы г. Нарриер	U-Pb	3500-3700, 4100-4200	Froude et al., 1983

* Первичное изотопное отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.508104 \pm 0.000034$.** Первичное изотопное отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.50851 \pm 0.00006$.

по базальтам (Hamilton et al., 1981). Он оказался равным 3560 \pm 30 млн. лет. Полученное первичное отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.508104$ ложится на ту же прямую развития, что и соответствующие отношения пород Исуа и Онвербахт.

Среди гранит-гнейсовых тел выделяют несколько генераций. Пока самые древние датировки были получены для гнейсов батолита Шо. Так, традиционный U-Pb метод по цирконам из этих гнейсов по верхнему пересечению изохроны с конкордий дал возраст, равный 3420 \pm 40 млн. лет (Pidgeon, 1978b); отдельные фракции циркона по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ соответствуют возрастам от 3560 \pm 70 до 3300 \pm 150 млн. лет (Пейдж и др., 1984); возраст ядер и некоторых отдельных зерен циркона, определенный с помощью локальной ионно-ионной масс-спектрометрии и равный 3485 \pm 30 млн. лет, интерпретируется как возраст протолита (Пейдж и др., 1984); модельный Sm-Nd возраст образца, из которого ана-

лизировался циркон, 3430 млн. лет (Пейдж и др., 1984). Таким образом, изотопные данные указывают на то, что кора возникла около 3500 млн. лет назад или незадолго до этого.

Блок Илгарн считается одним из самых обширных участков непереработанной архейской коры. Условно он делится на четыре части: западный гнейсовый комплекс – зона высоких степеней метаморфизма – и три провинции, непосредственно относящиеся к гранит-зеленокаменным комплексам (Gee et al., 1981).

До недавнего времени для гранит-зеленокаменных провинций не было надежных возрастных данных. По данным Rb-Sr метода, пик интенсивного образования гнейсов и гранитоидов приходился примерно на 2700 млн. лет, временной интервал между образованием зеленокаменных поясов и пиком внедрения гранитоидов неизвестен. В настоящее время Sm-Nd изохронным методом получено значение возраста, равное 3262 ± 44 млн. лет, для основных-ультраосновных лав из нижней части вулканической последовательности Камбалда – одного из зеленокаменных поясов в провинции Саферн Голд-Филдс (Claoué-Long et al., 1984).

Этот возраст противоречит данным, полученным ранее (McCulloch, Compston, 1981) также Sm-Nd изохронным методом для вулканитов и предполагаемых когенетичных гранитов. Разница составляет 500 млн. лет. Так как трудно предположить, чтобы вулканиты и натриевые граниты были когенетичны, и так как вполне возможно, что они имели различные первичные изотопные отношения неодима, была вновь предпринята попытка определить возраст вулканитов Камбалды (Chauvel et al., 1985) различными изотопными методами. Хотя Sm-Nd изотопные отношения вулканитов отвечают изохронной линейной зависимости с возрастом 3200 млн. лет, авторы (Chauvel et al., 1985) на основании сравнения с Pb-Pb изохронным возрастом, равным 2730 млн. лет, и с модельным Pb-Pb по ассоциированным сульфидам, равным 2700 млн. лет, считают, что возраст 3200 млн. лет не фиксирует каго-либо геологического явления, а просто отражает смешение материала деплетированной и обогащенной мантии или более древней коры.

Совсем недавно появилась еще одна работа (Compston et al., 1986), посвященная определению возраста вулканитов Камбалды U-Pb методом по цирконам при помощи локальной ионно-ионной масс-спектрометрии. Полученный возраст 3100–3200 млн. лет авторы интерпретируют как возраст ксеногенных цирконов из более древней континентальной коры, подстилающей Камбалду.

Все вышеприведенные примеры возраста вулканитов Камбалды указывают на то, что пока, по-видимому, древность зеленокаменных формаций требует дальнейших уточнений, и на то, с какой осторожностью необходимо относиться к интерпретации изотопных данных, даже если они получены с достаточно высокой степенью точности.

Наиболее древние изотопные датировки за последнее время получены для высокометаморфизованного гнейсового комплекса. Доминирующий тип пород – полосчатые кварц-полевошпатовые биотитовые

гнейсы, метаморфизованные в условиях высокотемпературной амфиболитовой, а иногда и гранулитовой фаций. Незначительную долю в общем балансе пород составляют кварциты.

Детритовые цирконы из кварцитов метаморфического пояса Джимпердинг на графике Везерилла образуют две изохроны, отвечающие изотопным возрастам $3341 \pm \begin{matrix} 133 \\ 73 \end{matrix}$ и $3267 \pm \begin{matrix} 48 \\ 25 \end{matrix}$ млн. лет (Nieuwland, Compston, 1981). Эти датировки отражают смешение детритовых цирконов, различающихся по своему возрасту кристаллизации. U-Pb системы цирконов из ортогнейсов этого же метаморфического пояса ложатся на дискордию с верхним пересечением $3246 \pm \begin{matrix} 70 \\ 50 \end{matrix}$ млн. лет, которое интерпретируется как возраст гранитного протолита гнейсов (Nieuwland, Compston, 1981).

В пределах метаморфического пояса Нарриер полосчатые ортогнейсы гранитного состава имеют Sm-Nd модельный возраст, равный 3630 ± 40 млн. лет, а секущие их лейкократовые ортогнейсы с включениями анортозита - 3510 ± 50 млн. лет, тогда как их Rb-Sr изохронный возраст равен 3350 ± 43 млн. лет (De Laeter et al., 1981).

Самые древние возрасты были зафиксированы для цирконов из кварцитового тела, тесно примыкающего к вышеуказанным ортогнейсам горы Нарриер. Кварциты содержат детритовые цирконы, которые чаще всего имеют U-Pb конкордантный возраст 3500-3700 млн. лет, а несколько зерен цирконов - 4100-4200 млн. лет (Froude et al., 1983).

Возрасты детритовых цирконов в кварцитах показывают, что большинство цирконов могло произойти из соседних гнейсов. Источник цирконов с возрастом 4100-4200 млн. лет неизвестен, но это может быть порода, которая, возможно, находится в окрестностях горы Нарриер (Myers, Williams, 1985).

Гренландия. В юго-западной части Гренландии на поверхность выходят древнейшие образования Земли, представленные супракrustальными породами пояса Исуа, район Исукасия, и ассоциации Акилиа, район устья Амералик, и гнейсами Амйтсок.

Пояс Исуа включает слоистые супракrustальные породы, перемежающиеся с массивными хлоритовыми лейкоамфиболитовыми слюповидными сланцами и пластовыми интрузиями ультраосновных пород. К ассоциации Акилиа относятся все мафические, ультрамафические и осадочные породы, встречающиеся в виде включений и ксенолитов среди гнейсов Амйтсок, за исключением супракrustальных пород пояса Исуа. Предполагается, что обломки пород ассоциации Акилиа и супракrustальные породы пояса Исуа являются частями единой вулканогенно-осадочной последовательности, которая рассечена интрузией гнейсов Амйтсок.

Изотопный уран-свинцовый возраст цирконов из метаосадочных и метаосновных пород ассоциации Акилиа и пояса Исуа соответственно равен 3587 ± 38 и $3812 \pm \begin{matrix} 21 \\ 14 \end{matrix}$ млн. лет (Baadsgaard

et al., 1984). Несовпадение $U-Pb$ изохронных датировок для двух групп цирконов объясняется различием в их посткристаллизационной истории, нашедшей отражение не только в систематике изотопных отношений цирконов, но также сфенов, выделенных из пород этих двух районов. В районе фьорда Готхаб и устья Амералик очень сильно проявлены два этапа эндогенной активности архейского времени: изотопные возрасты цирконов из гнейсов Амитсок не превышают 3.6 млрд. лет (если датировать метаморфизм гранулитовой фации), а сфенов - 2.5 млрд. лет (если фиксировать интенсивное гранитообразование). Эти процессы в области Исукасиа проявлены слабее. Метаморфизм в 3.6 млрд. лет достигал условий амфиболитовой фации, при которых полностью перестроились $U-Pb$ системы сфенов и только частично цирконов. Поэтому изотопный возраст цирконов из пород ассоциации Акилиа, скорее, отвечает времени первого гранулитового метаморфизма в этом регионе, а не времени образования исходных вулканитов.

Работы по возрастному расчленению древнейших вулканогенно-осадочных образований пояса Исук проходились на породах, парагенетические ассоциации которых не превышали уровень амфиболитовой фации метаморфизма (табл. 3). Кислые метавулканиты галек из конгломератового комплекса средней части разреза датируются по цирконам в $3769 \pm \frac{11}{8}$ млн. лет (Michard-Vitrac et al., 1977), тогда как $Rb-Sr$ методом получен возрастной диапазон 3620-3710 млн. лет (Moorbath et al., 1975). Полосчатые железистые породы из этой же части разреза имеют возраст 3710 ± 70 млн. лет, рассчитанный по $Pb-Pb$ изохроне (Moorbath et al., 1973). Модельный возраст галенитов из зон минерализации, развитых среди главного комплекса амфиболитов, равен 3620-3740 млн. лет (Appel et al., 1978). Примерно в этот же возрастной диапазон попадают изохронное $Sm-Nd$ значение, полученное по образцам амфиболитов и кислых конгломератов (3750 ± 150 млн. лет, $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.507829 \pm 0.000045$), модельные $Sm-Nd$ возрасты, вычисленные для метагаббро (3.77 млрд. лет) и метасадочных пород (граувакки - 3.79 ± 0.03 и 3.76 ± 0.03 млрд. лет; пелит - 3.81 ± 0.08 млрд. лет), отражая метаморфические нарушения или контаминацию материалом коры (Hamilton et al., 1983).

Приведенные возрастные данные укладываются в относительно широкий возрастной интервал (150 млн. лет), что не позволяет провести возрастное расчленение пород супракрустального пояса Исук. Отсутствуют аналогичные убедительные данные и для пород гнейсового комплекса Амитсок. Пробы, представленные серыми и очковыми гнейсами из южного обрамления супракрустального пояса Исук, датированы $Pb-Pb$ и $Rb-Sr$ методами, которые дали соответственно 3740 ± 120 и 3780 ± 130 млн. лет (Moorbath et al., 1975). Попытка раздельного датирования серых и очковых гнейсов с о-ва Акилиа показала отсутствие значительного различия в изотопном $U-Pb$ возрасте цирконов из обоих типов пород (Pidgeon, Kalsbeek, 1978). В пределах ошибки возраст цирконов,

Т а б л и ц а 3 Изотопный возраст пород Юго-Западной Гренландии

Порода	Метод датирования	Изотопный или модельный (*) возраст, млн. лет	Литература
П о я с И с у а			
Полосчатая железистая порода Галька метавулканита, конгломератовый комплекс	Pb-Pb	3710 \pm 70	Moorbath et al., 1973
	(U-Pb) _{Zr}	3769 \pm ¹¹ / ₈	Michard-Vitrac et al., 1977
Галенит из амфиболита Метаосадочные и метавулканические породы Амфиболит и кислый метавулканит из гальки конгломерата Метаграувакка	Rb-Sr	3620-3710	Moorbath et al., 1975
	Pb-Pb	3620-3740 (*)	Appel et al., 1978
	(U-Pb) _{Zr}	3812 \pm ²¹ / ₁₄	Baadsgaard et al., 1984
Металелит	Sm-Nd	3750 \pm 150	Hamilton et al., 1983
	Sm-Nd	3790 \pm 30 (*)	То же
	Sm-Nd	3760 \pm 30 (*)	"
	Sm-Nd	3810 \pm 80 (*)	"
А с с о ц и а ц и я А к и л и а			
Метаосадочная и метавулканическая породы	(U-Pb) _{Zr}	3587 \pm 38	Baadsgaard et al., 1984
Г н е й с ы А м и т с о к , р а й о н И с у к а с и а			
Тоналитовый гнейс	Rb-Sr	3700 \pm 140	Moorbath et al., 1973
	Rb-Pb	3740 \pm 120	Moorbath et al., 1975
	(U-Pb) _{Zr}	3600	Michard-Vitrac et al., 1977
	Rb-Sr	3780 \pm 130	Moorbath et al., 1975
	Sm-Nd	3660 \pm 30 (*)	Hamilton et al., 1983
	Rb-Sr	3640 \pm 60	Moorbath et al., 1977
Г н е й с ы А м и т с о к , р а й о н Г о т х а б			
Гранитогнейс	Rb-Sr	3750 \pm 80	Moorbath et al., 1973
	Pb-Pb	3570 \pm 100	Black et al., 1971
Тоналитовый гнейс Очковый гнейс	(U-Pb) _{Zr}	3600 \pm 50	Baadsgaard, 1973
	(U-Pb) _{Zr}	3575 \pm 50	Pidgeon, Kalsbeek, 1978

равный 3575 ± 50 млн. лет, совпадает с приведенными выше возрастными данными. В этот интервал времени попадают также модельные $\text{Sm} - \text{Nd}$ возрасты двух проб серых гнейсов, отобранных из обнажения внутри супракrustального пояса Исуа: 3.66 ± 0.3 и 3.65 ± 0.03 млрд. лет (Hamilton et al., 1983).

Принимая во внимание высокую степень метаморфизма, достигающего уровней амфиболитовой и гранулитовой ступеней, приведенные выше возрастные данные, по-видимому, датируют не время кристаллизации исходных plutонических или вулканических пород, а время первого раннего архейского метаморфизма. Низкие первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, самые примитивные изотопные составы нерадиогенных свинцов галенитов указывают на то, что отделение исходного вещества гнейсов и метавулканитов произошло за 100–200 млн. лет до метаморфизма.

Североамериканский континент. На его территории верхнеархейская гранит–зеленокаменная область Сьюпириор обрамлена тремя гранулито–гнейсовыми областями: Лабрадор, долина р. Миннесоты и Северный Мичиган.

Наиболее древние образования встречены на полуострове Лабрадор. К ним относятся кварц–полевошпатовые гнейсы Уивак и Хеброн, представленные деформированными тоналитового и гранодиоритового состава породами. Среди гнейсов выделяются лейкократовые мелкозернистые биотитсодержащие полосчатые разности, составляющие основную их часть и называемые Уивак I. Крупнозернистые разновидности с очковой структурой относятся к гнейсам Уивак II. В гнейсах Уивак I и II встречаются включения более ранних супракrustальных пород, объединяемых в ассоциацию Нулиак. Породы группы Нулиак местами имеют минеральные ассоциации гранулитовой фации метаморфизма, которые отсутствуют в гнейсах Уивак.

Породы этого комплекса сильно деформированы, метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации и интродированы более молодыми интрузивными породами, в том числе дайками Саглек. Серые гнейсы Уивак I датированы Rb–Sr методом в 3622 ± 144 млн. лет (Hurst et al., 1975), фиксируя время проявления раннего метаморфизма (табл. 4). Аналогичная датировка получена для гнейсов Хеброн гранодиоритового состава и метаморфизованных в условиях алмадин–амфиболитовой фации; 3618 ± 218 млн. лет (Barton, 1975). Внутренняя U–Pb изохрона, построенная по трем фракциям одной пробы циркона из гнейса Уивак II, дала значение возраста 3760 ± 150 млн. лет, что, по мнению авторов, отражает или первичный возраст интрузивных пород, или время высокотемпературного метаморфизма (Wanless et al., 1979).

Породы древних высокотемпературных комплексов провинций долины р. Миннесоты и Северного Мичигана, представленные тоналитовыми гнейсами, амфиболитами и более поздними гранитоидами, пережили сложную историю интрузивной активности и полиметаморфизма, что привело к существенному перераспределению изотопов как на минеральном уровне, так на уровне образцов породы в целом. Возраст гранодиоритов и родственных им древних гнейсов

Т а б л и ц а 4

Изотопный возраст древнейших пород Североамериканского континента

Порода	Метод датирования	Изотопный или модельный (*) возраст, млн.лет	Первичные изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Литература
Л а б р а д о р				
Гнейс Итерунгбек	Rb-Sr	3120±160	0.7064±0.0012	Hurst et al., 1975
Гранодиоритовый гнейс Хеброн	Rb-Sr	3618±218	0.7044±0.0021	Barton, 1975
Тоналитовый гнейс Уивак II	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_{\text{Zr}}$	3485	-	Baadsgaard et al., 1984
Тоналитовый гнейс Уивак I	$(\text{U-Pb})_{\text{Zr}}$	3760±150	-	Wanless et al., 1979
	Rb-Sr	3622±72	0.7014±0.0008	Hurst et al., 1975
С е в е р н ы й М и ч и г а н				
Тоналитовый гнейс Уотерсмит	Sm-Nd	3600±40 (*)	-	McCulloch, Wasserburg, 1980, Petermann et al., 1980
	$(\text{U-Pb})_{\text{Zr}}$	>3400		
	Rb-Sr	1756±30	0.7215±0.0008	То же
Тоналитовый гнейс Мортон	Sm-Nd	3200-3600 (*)	-	McCulloch, Wasserburg, 1978
Остаточные глины по тоналитовому гнейсу Мортон	Sm-Nd	3580±30 (*)	-	То же
Тоналитовый гнейс Мортон	Rb-Sr	3475±110	0.6995±0.0008	Goldich, Wooden, 1980
Тоналитовый гнейс района гранита Фолдс	$(\text{U-Pb})_{\text{Zr}}$	3590±120	-	То же
	Rb-Sr	3680±70	-	Goldich et al., 1980

области гранита Фоллс юго-западной Миннесоты равен 3680 ± 70 млн. лет (Rb-Sr метод). По данным изотопной цирконометрии, возраст этих же образований древнее 3230 млн. лет (Goldich et al., 1980). Тоналитовые гнейсы Мортон провинции Миннесота датированы Rb-Sr методом в 3475 ± 110 млн. лет и U-Pb методом по цирконам в 3592 ± 118 млн. лет (Goldich, Wooden, 1980).^{*} Модельные Sm-Nd возрасты укладываются в диапазон возрастов 3.2-3.6 млрд. лет (McCulloch, Wasserburg, 1978).

Аналогичные геохронологические данные получены для тоналитовых гнейсов Уотерсмит провинции Северный Мичиган. Уран-свинцовый возраст цирконов из тоналитовых гнейсов превышает 3560 млн. лет (Peterman et al., 1980). Этому не противоречат значения модельных возрастов Sm-Nd системы, равные 3.6 млрд. лет (McCulloch, Wasserburg, 1980). По мнению авторов проведенных геохронологических исследований, полученные изотопные датировки, вероятно, отвечают времени раннего метаморфизма.

Индостанский полуостров (Индийский щит). Древнейшие образования встречаются в железорудной провинции Восточной Индии Сингбхум-Орпиа. Они представлены тоналитовыми гнейсами, которые синкинематически интродуцируют вулканогенно-осадочные породы, объединяемые вместе с тоналитами в наиболее древнюю группу пород (табл. 5). Весь комплекс метаморфизован в условиях амфиболитовой фации 3200 млн. лет назад (Sarkar et al., 1979). Sm-Nd изохрона, построенная по изотопным данным 9 образцов тоналитов и гранитов, дает значение возраста 3775 ± 89 млн. лет, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.50798 \pm 0.00007$ (Basu et al., 1981). Полученная датировка отвечает времени деформации и складчатости древнейших вулканогенно-осадочных пород с синхронным внедрением в них интрузии тоналитовой магмы. Рассчитанная величина параметра ϵ_{Nd} , равная $+3.3 \pm 0.9$, указывает на то, что вещество источника магмы уже 3.8 млрд. лет назад представляло собой материал мантии, дифференцированный относительно состава хондритов.

В южной части Индостанского полуострова также выделяются нижнеархейские образования: гранит-зеленокаменные пояса и области высокометаморфизованных образований, взаимоотношения которых недостаточно ясны, хотя имеется ряд геологических наблюдений, позволяющих предполагать, что области высокометаморфизованных образований являются корнями глубоко эродированных гранит-зеленокаменных пород (Nagvi et al., 1978). К древнейшим супракrustальным образованиям здесь относятся базитовые и ультрабазитовые базальты раннеархейских зеленокаменных поясов, их

^{*} В настоящее время возраст гнейсов определен в 3662 ± 40 млн. лет (Goldich, Fisher, 1986).

Т а б л и ц а 5 Изотопный возраст древнейших образований Индийского щита

Порода, район	Метод датирования	Изотопный возраст, млн. лет	Первичное изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Литература
Тоналитовый гнейс Сингбхум гранитного комплекса, Восточная Индия	Sm-Nd	3775 \pm 89*	—	Basu et al., 1981
	Rb-Sr	3200 \pm 85	0,7018 \pm 0,0003	Sarkar et al., 1979
Гнейсовый комплекс Пенинсула, Южная Индия Гнейс Горур, Южная Индия	Rb-Sr	3180 \pm 85	0,703 \pm 0,003	То же
	Rb-Sr	3080 \pm 80	0,7016 \pm 0,0004	Ramakrishnan et al., 1984
	Pb-Pb	3175 \pm 60	—	То же
	Pb-Pb	3358 \pm 66	0,7000 \pm 0,0004	Beckinsale et al., 1980
Галька тоналитового состава конгломератов Калдирга пояс Бабабудан, п-ов Индостан	Pb-Pb	3305 \pm 13	—	То же
	Rb-Sr	3250 \pm 150	0,702 \pm 0,003	Venkatasubramanian, Narayanaswamy, 1974

* Модельный возраст 3300 \pm 900 млн. лет,

эквиваленты в высокометаморфизованных областях и включения базальтов в тоналитовых гнейсах, интрузирующих породы зеленокаменных поясов. Наиболее древняя датировка (3250 \pm 150 млн. лет) получена Rb-Sr методом по галькам тоналит-трондьемитового состава, аналогичного составу тоналитовых гнейсов из конгломератов Калдирга (Venkatasubramanian, Narayanaswamy, 1974).

К нижнеархейским образованиям следует отнести породы зеленокаменного пояса кратона Дхарвар, Южная Индия, так как гнейсы, секущие супракрустальные породы этого пояса, имеют Rb-Sr возраст 3360 млн. лет (Beckinsale et al., 1980).

Таким образом, имеющиеся геологические и изотопные данные указывают на относительно более древний возраст супракрустальных образований по сравнению с возрастом серых гнейсов и пород высокометаморфизованных областей.

Территория Советского Союза. Геохронологическая изученность гранит-зеленокаменных областей, расположенных на территории Советского Союза, неравномерна и недостаточна. В настоящее время изотопные датировки, превышающие 3,0 млрд. лет, в основном получены для пород Украинского, Балтийского и Витимо-Алданского щитов.

Украинский щит. Архей на Украинском щите представлен зеленокаменными образованиями конкско-верховцевской серии и высокометаморфизованными породами аульской серии Среднеприднепровского мегаблока. Геологические соотношения между образованиями этих двух стратиграфических подразделений архея недостаточно ясны. Возраст кислых метавулканитов конкской свиты определен U-Pb методом по первичномагматическому циркону в 3250 \pm 120 млн. лет. Эта изотопная датировка нашла подтверждение в модельных Sm-Nd возрастах 3300-3240 млн. лет, опре-

деленных для породообразующих минералов тех же вулканитов (Шербак, Бибикова, 1984). В работе 1986 г. (Шербак и др., 1986) временной интервал образования пород конкской свиты определен по кластогенному циркону в 3370–3070 млн. лет. Гранитоиды тоналит–гранодиоритового состава днепровского комплекса имеют уран–свинцовый возраст по цирконам, равный 2970 ± 20 млн. лет (Бибикова и др., 1983) (табл. 6).

С конкско–верховцевской серией, по геологическим данным, коррелируют высокометаморфизованные породы днепровско–бугской серии. Эндербиты, посылно чередующиеся в разрезе с кристаллосланцами и плагиогнейсами, датированы U–Pb методом по циркону в 3020 ± 100 лет, что указывает на синхронность их образования с формированием тоналитов Среднего Приднепровья (Бибикова, Лесная и др., 1982; Шербак, Бибикова, 1984).

Наиболее древние нижнеархейские изотопные датировки в настоящее время получены только для пород Новопавловского участка Орехово–Павлоградской тектонической зоны, расположенной между Приазовским и Среднеприднепровским блоками. Комплекс древнейших пород представлен метабазитами, метаяльтрабазитами и тоналитами, метаморфизованными сначала в условиях низкотемпературной гранулитовой фации, а затем высокотемпературной амфиболитовой. Уран–свинцовый возраст акцессорного циркона из ультрабазитов, который по морфологическим и геохимическим особенностям близок к циркону из тоналитов, равен 3650 ± 150 млн. лет (Бибикова, Макаров, Грачева, 1985). Возраст тоналитовых гнейсов определен изохронным Sm–Nd методом в 3600 ± 300 млн. лет (Бибикова, Баадсгаард, Бойко, 1985) и U–Pb методом по цирконам в 3560 ± 100 млн. лет (Бибикова, Макаров, Грачева, 1985).

Эти возрастные данные отвечают времени формирования тоналитов (позднее превратившихся в плагиогнейсы) и метасоматического преобразования существовавших до этого пород ультраосновного–основного составов.

Б а л т и й с к и й ш и т. Восточная часть Балтийского щита – типичная архейская гранит–зеленокаменная область. В пределах Карельской гранит–зеленокаменной области выделяются несколько гнейсо–гранитных ареалов, различающихся строением и характером проявления эндогенных процессов, связанных с развитием зеленокаменных поясов. Наиболее широко и интенсивно эти процессы проявлены в Западной Карелии.

Наиболее древние датировки, превышающие 2900 млн. лет, получены U–Pb методом по цирконам и по образцам породы в целом для пород зеленокаменных поясов Центральной Карелии (Лобиков, 1982; Бибикова, Крылов, 1983) и Юго–Восточной Карелии (Сергеев и др., 1985). Так, возраст пород фундамента Палаламбинского зеленокаменного пояса, по результатам датирования U–Pb методом по цирконам, не менее 3100 млн. лет (Лобиков, Лобач–Жученко, 1980). Циркон из тоналитов и амфиболитов раннего структурного комплекса Волдозерского блока Юго–Восточной Карелии имеет возраст более 3.2 млрд. лет (Сергеев и др., 1985). Такой

Т а б л и ц а 6

Изотопный возраст древнейших пород на территории Советского Союза

Порода, район	Метод датирования	Изотопный возраст, млн. лет	Литература
У к р а и н с к и й ш и т			
Эндербит, Побужье	$(U-Pb)_{Zr}$	3200 ± 200	Бибикова, Лесная и др., 1982
Гранитоид днепровского комплекса	$(U-Pb)_{Zr}$	2970 ± 20	Бибикова и др., 1983
Тоналитовый гнейс, Новопавловский участок	$(U-Pb)_{Zr}$	3560 ± 100	Бибикова, Макаров, Грачева, 1985
	Sm-Nd	3600 ± 100	Бибикова, Баадсгаард, Бойко, 1985
Ультрабазит, Новопавловский участок	$(U-Pb)_{Zr}$	3650 ± 150	Бибикова, Макаров, Грачева, 1985
Б а л т и й с к и й ш и т			
Метадацит, Семченская структура	$(U-Pb)_{Zr}$	2930 ± 30	Бибикова, Крылов, 1983
Метаандезиты Палаламбинской и Остерской структур	Pb-Pb	3020 ± 10	Лобиков, 1982
Субстрат мигматита	$(U-Pb)_{Zr}$	3100	Лобиков, Лобач-Жученко, 1980
Тоналитовый и амфиболитовый гнейс	$(U-Pb)_{Zr}$	3200	Сергеев и др., 1985
В и т и м о - А л д а н с к и й ш и т			
Тоналитовый гнейс, Оютский грабен, Присяянье	$(U-Pb)_{Zr}$	3250 ± 100	Бибикова, Хильтова и др., 1982
Тоналитовый гнейс, Омолонский массив	$(U-Pb)_{Zr}$	3400 ± 100	Бибикова и др., 1978
Кристаллический сланец, Имаграканский блок	$(U-Pb)_{Zr}$	3300	Левченков и др., 1985
Кристаллический сланец, Омолокитский блок	$(U-Pb)_{Zr}$	3500	То же
Тоналитовый шлагногнейс, фундамент Алданского шита	$(U-Pb)_{Zr}$ $(^{207}Pb / ^{206}Pb)$	> 3300	Другова и др., 1984

же возраст (3.1 млрд. лет по цирконам) имеют гнейсы фундамента в Северной Лапландии на территории Финляндии (Kröner et al., 1981).

В и т и м о - А л д а н с к и й ш и т. Кристаллические комплексы шита прошли длительную и сложную историю своего развития. В его составе выделяются нестратифицированные образования, относимые к фундаменту, и стратифицированные, отражающие последовательное формирование структурно-вещественных комплексов начиная с раннего архея.

U-Pb возраст ранней генерации циркона плагиогнейсов тоналитового состава из фундамента шита не менее 3400 млн. лет (Левченко и др., 1985). В более ранних работах (Соботович и др., 1973; Рудник и др., 1969) по кристаллическим сланцам опубликованы значения изотопных датировок, которые превышают указанный возрастной рубеж. Однако они не принимаются во внимание в данном обзоре, так как получены по старой методике, не учитывающей по крайней мере двух причин, которые приводят к завышению измеренных значений возраста. Во-первых, построение изохрон проводилось без учета корреляции довольно значительных в данном случае ошибок по координатным осям. Во-вторых, не исследовалось поведение урана аксессуарных минералов в процессе наложенного метаморфизма гранулитовой фации, в условиях которого миграция урана ведет к завышению изотопного возраста.

Аналогичные изотопные датировки получены по цирконам из кристаллических сланцев Имаграканского (3300 млн. лет) и Омолонитского (3500 млн. лет) блоков курультинской серии. Приведенные значения возраста фиксируют время древнего гранулитового метаморфизма пород верхнеалданской и курультинской серий (Левченко и др., 1985).

Еще одна датировка (3100 млн. лет), полученная Rb-Sr методом по кристаллическим сланцам курультинской серии, приведена в работе Брандта и др. (1981). Однако в этом исследовании не был приведен статистический анализ замкнутости изотопных Rb-Sr систем образцов пород, и оценить достоверность измеренного значения возраста в настоящее время трудно.

Несколько меньший возраст (3250±100 млн. лет) имеют аксессуарные цирконы из тоналитов, прорывающих супракрустальные породы Олотского грабена (Присаянье). Полученный изотопный возраст позволяет относить вулканогенно-осадочные породы к комплексам нижнеархейских зеленокаменных поясов (Бибикова, Хильтова и др., 1982). Формирование гранит-зеленокаменных поясов в пределах Олекминского региона относится к позднеархейской эпохе. Так, вулканизм в пределах Олондинского трога датируется U-Pb методом по циркону из метадацитов в 2950 млн. лет (Бибикова и др., 1984).

С образованиями Олекминской зоны сопоставляются архейские плагиогнейсы Омолонского массива, расположенного на северо-востоке СССР. Идиоморфные зерна циркона из ортогнейсов тоналитового состава, претерпевших двухкратный гранулитовый метаморфизм

2750±50 и 1900 млн. лет назад, имеют возраст 3400±100 млн. лет (Бибикова и др., 1978). С этими данными согласуются варьирующие от 3200 до 3520 млн. лет значения $Sm-Nd$ модельных возрастов породы в целом (Бибикова, Баадсгаард, Бойко, 1985). $Rb-Sr$ изучение пород Омолонского массива фиксирует значительное нарушение их изотопных систем в процессе наложенных метаморфических преобразований (Жуланова и др., 1985), что исключает получение достоверной возрастной информации.

В ы в о д ы

Итак, как это следует из вышеизложенного, существуют неопровержимые доказательства существования древних, нижнеархейских коровых пород, отвечающих как низкой (зеленокаменные пояса), так и в высокой степени метаморфизма (гранит-гнейсовые ассоциации).

Возрасты, полученные для областей низкой степени метаморфизма, могут трактоваться как первичные или близкие к таковым, так как для Юго-Западной Гренландии, Африки, Канадского шита было показано, что вулканические извержения и осадочные отложения в зеленокаменных поясах, а также внедрение окружающих гранитных батолитов и региональный метаморфизм происходили в относительно короткий временной интервал около 100 млн. лет или меньше.

Возрасты, полученные для областей высокой степени метаморфизма, чаще всего интерпретируются как отражающие время наложенного метаморфизма.

Имеющиеся геохронологические данные на сегодняшний день не позволяют определенно ответить на вопрос, какие породы древнее — зеленокаменные пояса или гранит-гнейсовые ассоциации, и в связи с этим нельзя выяснить, какова была первичная кора — кислая или основная. Трудно представить, чтобы в ближайшее время относительная хронология могла бы разрешить эту проблему, так как на каждый новый случай обнаружения более древнего возраста, относящегося к тому или иному типу пород, может быть выдвинуто возражение о предполагаемой необнаруженности другого типа пород со столь же древним возрастом.

Л и т е р а т у р а

Бибикова Е.В., Баадсгаард Х., Бойко В.Л. $Sm-Nd$ изотопный возраст древнейших метаморфических пород Украинского шита и Омолонского массива. — В кн.: Проблемы изотопного датирования процессов метаморфизма и метасоматоза. М., 1985, с. 16-17.

Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Грачева Т.В. Изотопный возраст древнейших гранитоидов Приднепровья. — Геохимия, 1983, № 7, с. 997-1003.

Биби́кова Е.В., Ки́рнозова Т.И., Мака́ров В.А. и др. О времени вулканизма в Олондинском зеленокаменном поясе (Восточная Сибирь). - Докл. АН СССР, 1984, т. 274, № 6, с. 1424-1428.

Биби́кова Е.В., Кры́лов И.Н. Изотопный возраст кислых вулканитов Карелии. - Докл. АН СССР, 1983, т. 268, № 5, с. 1231-1234.

Биби́кова Е.В., Лесная И.М., Грачева Т.В. и др. Изотопный возраст эндербитов Побужья. - Докл. АН СССР, 1982, т. 263, № 1, с. 159-162.

Биби́кова Е.В., Мака́ров В.А., Грачева Т.В. Изотопный возраст древнейших гранитоидов Украинского щита. - Геохимия, 1985, № 8, с. 1148-1158.

Биби́кова Е.В., Мака́ров В.А., Грачева Т.В., Сеславинский К.Б. Возраст древнейших пород Омолонского массива. - Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 2, с. 434-436.

Биби́кова Е.В., Хильтова В.Я., Грачева Т.В., Мака́ров В.А. Возраст зеленокаменных поясов Присаянья. - Докл. АН СССР, 1982, т. 267, № 5, с. 1171-1174.

Брандт С.Б., Грабкин О.В., Лейин В.С. и др. К геохронологии западной части Алданского щита. - Сов. геология, 1981, № 3, с. 58-67.

Другова Г.М., Чухонин А.П., Морозова И.М. и др. Древнейшие толщи Алданского щита. - Сов. геология, 1984, № 11, с. 82-89.

Жуланова Н.А., Давыдов И.А., Милов А.П. Геологическая интерпретация результатов стронциевого датирования древнейших метаморфических комплексов Северо-Востока СССР. - Тихоокеан. геология, 1985, № 5, с. 41-46.

Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М., 1983. 390 с.

Кры́лов Д.П., Беляцкий Б.В. Архейская эволюция земли Эндерби (Антарктида) и изотопно-геохронологические свидетельства ее древнейшей истории. - Наст. сб., с. 57-64.

Левченков О.А., Морозова И.М., Другова Г.М. и др. Изотопное датирование полиметаморфических образований Олекминской складчатой области и фундамента Витимо-Алданского щита. - В кн.: Проблемы изотопного датирования процессов метаморфизма и метасоматоза. М., 1985, с. 30-31.

Лобиков А.Ф. О возрасте раннекарельских метавулканитов по данным свинцово-изохронного метода. - В кн.: Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования. Киев, 1982, с. 90-91.

Пейдж Р.У., Мак-Каллох М.Т., Блэк Л.П. Изотопные данные об основных событиях в докембрии Австралии. - В кн.: 27-й Междунар. геолог. конгр. Геол. докембрия. Секц. С.05: Докл. М., 1984, т. 5, с. 14-31.

Рудник В.А., Соботович Э.В., Терентьев В.М. Об архейском возрасте древнейших пород алданского комплекса. - Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 4, с. 897-900.

Сергеев С.А., Лобач-Жученко С.Б., Левченков О.А., Яковлева С.З. Уран-свинцовое датирование по циркону серогнейсового комплекса пород Водлозерского блока (Юго-Восточная Карелия). - В кн.: Проблемы изотопного датирования процессов метаморфизма и метасоматоза. М., 1985, с. 50-51.

Соботович Э.В., Шац М.М., Ловцюс А.В. и др. Распространенность изотопов свинца в породах Алданского кристаллического щита и их радиологическая интерпретация. - В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М., 1973, с. 165-186.

Шербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н. и др. Возрастные рубежи конкской свиты конкско-верховцевской серии. - Докл. АН УССР. Сер. Б, 1986, № 10, с. 27-30.

Шербак Н.П., Бибикина Е.В. Проблемы стратиграфии и изотопной геохронологии раннего докембрия Украинского, Балтийского и Алданского щитов. - Геол. журн., 1984, т. 44, № 3, с. 81-90.

Appel P.W.U., Moorbath S., Taylor P.N. Least radiogenic terrestrial lead from Isua, West Greenland. - Nature, 1978, vol. 272, N 5653, p. 524.

Baadsgaard H. U-Th-Pb dates on zircons from the early Precambrian Amitsoq gneisses, Godthåb district, West Greenland. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, vol. 19, N 1, p. 22-28.

Baadsgaard H., Nutman A.P., Bridgwater D. e.a. The zircon geochronology of the Akilia association and Isua supracrustal belt, West Greenland. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1984, vol. 68, N 2, p. 221-228.

Barton J.M., Hunter D.R., Jackson M.P.A., Wilson A.C. Rb-Sr age and source of the bimodal suite of the ancient gneiss complex, Swaziland. - Nature, 1980, vol. 283, N 5749, p. 756-758.

Barton J.M., Ryan B., Fripp R.E.P. The relationship between Rb-Sr and U-Th-Pb whole rock and zircon systems in the 3790 Ma old Sand River gneisses, Limpopo mobile belt, Southern Africa. - US Geol. Surv. Open-File Rep., 1978, N 78-101, p. 27-28.

Barton J.M.Jr. Rb-Sr isotopic characteristics and chemistry of the 3.6 by. Hebron gneiss Labrador. -

Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 27, N 3, p. 427-435.

Basu A.R., Ray S.L., Saha A.K., Sarkar S.N. Eastern Indian 3800-million-year old crust and early mantle differentiation. - Science, 1981, vol. 212, N 4502, p. 1502-1506.

Beckinsale R.D., Drury S.A., Holt R.W. 3360-Myr old gneisses from the South Indian craton. - Nature, 1980, vol. 283, N 5746, p. 469-470.

Black L.P., Gale N.H., Moorbath S. e.a. Isotopic dating of very early precambrian amphibolite facies gneisses from the Godthåb District, West Greenland. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, vol. 12, N 2, p. 245.

Chauvel C., Dupre B., Jenner G.A. - The Sm-Nd age of Kambalda volcanics is 500 Ma too old. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1985, vol. 74, N 4, p. 315-324.

Claoué-Long J.C., Thirlwall M.F., Nesbitt R.W. Revised Sm-Nd systematics of Kambalda greenstones, Western Australia. - Nature, 1984, vol. 307, N 5953, p. 697-701.

Compston W., Williams I.S., Campbell J.J., Gresham J.J. Zircon xenocrysts from the Kambalda volcanics: age constraints and direct evidence for older continental crust below the Kambalda Norseman greenstones. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1986, vol. 76, N 3/4, p. 299-311.

De Laeter J.R., Fletcher I.R., Rosman K.J.R. e.a. Early archaean gneisses from the Yilgarn block, Western Australia. - Nature, 1981, vol. 292, N 5821, p. 322-324.

Froude D.O., Ireland T.R., Kinny P.D. e.a. Ion microprobe identification of 4100 to 4200 Ma old terrestrial zircons. - Nature, 1983, vol. 304, N 5927, p. 616-618.

Gee R.D., Baxter J.L., Wilde S.A., Williams I.R. Crustal development in the archaean Yilgarn block, Western Australia. - Spec. Publ. Geol. Soc. Australia, 1981, vol. 7, p. 43-56.

Goldich S.S., Fischer L.B. Air-abrasion experiments in U-Pb dating of zircon. - Isotope Geoscience, 1986, vol. 4, N 3, p. 195-215.

Goldich S.S., Hedge C.E., Stern T.W. e.a. Archaean rocks of the Granite Falls area, southwestern Minnesota. - Geol. Soc. America Spec. Pap., 1980, vol. 182, p. 19-43.

Goldich S.S., Wooden J.L. Origin of the Morton gneiss, southwestern Minnesota: Pt 3. Geochronology. - Geol. Soc. America Spec. Pap., 1980, vol. 182, p. 77-94.

Hamilton P.J., Evensen N.M., O'Nions R.K. e.a. Sm-Nd dating of Onverwacht volcanics, southern Africa. - Nature, 1979, vol. 279, N 5711, p. 298-300.

Hamilton P.J., Evensen N.M., O'Nions R.K. e.a. Sm-Nd dating of the North Star basalt, Warrawoona group, Pilbara block, Western Australia. - Geol. Soc. Australia Spec. Publ., 1981, vol. 7, p. 187-192.

Hamilton P.J., O'Nions R.K., Bridgewater D., Nutman A. Sm-Nd studies of archaean metasediments and metavolcanics from West Greenland and their implications for the Earth's early history. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1983, vol. 62, N 2, p. 263-272.

Hamilton P.J., O'Nions R.K., Evensen N.M. Sm-Nd dating of archaean basic and ultrabasic volcanics. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, vol. 36, N 2, p. 263-268.

Hawkesworth C.J., Moor bath S., O'Nions R.K., Wilson J.F. Age relationships between greenstone belts and «granites» in the Rhodesian archaean craton. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 25, N 3, p. 251-262.

Hickman M.H. 3500 Myr old granite in Southern Africa. - Nature, 1974, vol. 251, N 5473, p. 295-296.

Hurst R.W., Bridgewater D., Collier son K.D., Wetherill G.W. 3600m.y. Rb-Sr ages from very early archaean gneisses from Saglek Bay, Labrador. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 27, N 3, p. 393-403.

Jahn B., Gruau G., Glikson A.C. Komatiites of the Onverwacht group, South Africa; REE, geochemistry, Sm-Nd age and mantle evolution. - Contrib. Mineral. and Petrol., 1982, vol. 80, N 1, p. 25-40.

Jahn B., Shih C.-Y. On the age of the Onverwacht Group, Swaziland sequence, South Africa. - Geochim. et cosmochim. acta, 1974, vol. 38, N 6, p. 873-885.

Kröner A., Pustinen K., Hickman M. Geochronology of an archaean tonalitic gneiss dome in northern Finland and its relation with an unusual overlaying volcanic conglomerate and komatiitic greenstone. - Contrib. Mineral. and Petrol., 1981, vol. 76, N 1, p. 33-41.

M c C u l l o c h M.T., C o m p s t o n W. Sm-Nd age of Kambalda and Kanowna greenstones and heterogeneity in the archaean mantle. - *Nature*, 1981, vol. 294, N 5839, p. 322-327.

M c c u l l o c h M.T., W a s s e r b u r g G.J. Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation. - *Science*, 1978, vol. 200, N 4345, p. 1003-1011.

M c C u l l o c h M.T., W a s s e r b u r g G.J. Early archaean Sm-Nd model ages from a tonalitic gneiss, northern Michigan. - *Geol. Soc. America Spec. Pap.*, 1980, N 182, p. 135-138.

M i c h a r d - V i t r a c A., L a n c e l o t J., A l l è g r e C.J., M o o r b a t h S. U-Pb ages on single zircons from the early precambrian rocks of West Greenland and the Minnesota River valley. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, vol. 35, N 3, p. 449-453.

M o o r b a t h S., O'N i o n s R.K., P a n k h u r s t R.J. Early archaean age for the Isua iron formation, West Greenland. - *Nature*, 1973, vol. 245, N 5421, p. 138-139.

M o o r b a t h S., O'N i o n s R.K., P a n k h u r s t R.J. The evolution of early precambrian crustal rocks at Isua, West Greenland - geochemical and isotopic evidence. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1975, vol. 27, N 2, p. 229-239.

M o o r b a t h S., W i l s o n J.F., C o t t e r i l l P. Early archaean age for the Sebakwi-an group at Selukwe, Rhodesia. - *Nature*, 1976, vol. 264, N 586, p. 536-538.

M o o r b a t h S., W i l s o n J.F., G o o d w i n R., H u m m M. Further Rb-Sr age and isotope data on early and late archaean rocks from the Rhodesian craton. - *Precamb. Res.*, 1977, vol. 5, N 3, p. 229-239.

M y e r s J.S., W i l l i a m s I.R. Early precambrian crustal evolution at Mount Narryer, Western Australia. - *Precamb. Res.*, 1985, vol. 27, N 1-3, p. 153-163.

N a q v i S.M., D i v a k a r a R a o V., H a r i N a r a i n. The primitive crust evidence from the Indian shield. - *Precamb. Res.*, 1978, vol. 6, N 3/4, p. 323-345.

N i e u w l a n d D.A., C o m p s t o n W. Crustal evolution in the Yilgarn blok near Perth, Western Australia. - *Geol. Soc. Australia Spec. Publ.*, 1981, vol. 7, p. 159-171.

P e t e r m a n Z.E., Z a r t m a n R.E., S i m s P.K. Tonalitic gneiss of early archaean age from northern Michigan. - Geol. Soc. America Spec. Pap., 1980, N 182, p. 125-134.

P i d g e o n R.T. 3450-m.y. old volcanics in the archaean layered greenstone succession of the Pilbara block, Western Australia. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1978a, vol. 37, N 3, p. 421-428.

P i d g e o n R.T. Geochronological investigations of granite batholiths of the archaean granite-greenstone terrain of the Pilbara block, Western Australia. - In: Proc. 1978 Archaean geochem. conf. Univ. Toronto, 1978(b), p. 360-362.

P i d g e o n R.T., K a l s b e e k F. Zircon U-Pb isotopic systems in an augen gneiss and a grey gneiss from the Amitsoq gneisses of Akilia Island, West Greenland. - Ibid., p. 363.

R a m a k r i s h n a n M., M o o r b a t h S., I m y l o r P.N. e.a. Rb-Sr and Pb-Pb whole rock isochron ages of basement gneisses in Karnataka craton. - J.Geol. Soc. India, 1984, vol. 25, N 1, p. 20-34.

S a r k a r S.N., S a h a A.K., B o e l r i j k N.A.I.M., H e b e d a E.H. New data on the geochronology of the older metamorphic group and the Singhbhum granite of Singhbhum-Keonjhar-Mayurbhanj region, Eastern India. - Indian J. Earth Sci., 1979, vol. 6, N 1, p. 32-51.

V e n k a t a s u b r a m a n i a n V.S., N a r a y a n a s w a m y R. The age of some gneissic pebbles in Kaldurga conglomerate Karnataka, South India. - J. Geol. Soc. India, 1974, vol. 15, N 3, p. 318-319.

W a n l e s s R.K., B r i d g w a t e r D., C o l l e r s o n K.D. Zircon age measurements for Uivak II gneisses from the Saglek area, Labrador. - Canad. J. Earth Sci., 1979, vol. 16, N 4, p. 962-965.

Д.П. К р ы л о в, Б.В. Б е л я ц к и й

АРХЕЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ ЭНДЕРБИ (АНТАРКТИДА) И ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ЕЕ ДРЕВНЕЙШЕЙ ИСТОРИИ

События древнее 2500 млн. лет документируются в породах Восточно-Антарктической платформы в районах Земли Королевы Мод, Земли Мак-Робертсона, зал. Прюдс (Grew, 1982). Объемом особенно интенсивных геохронологических исследований наряду

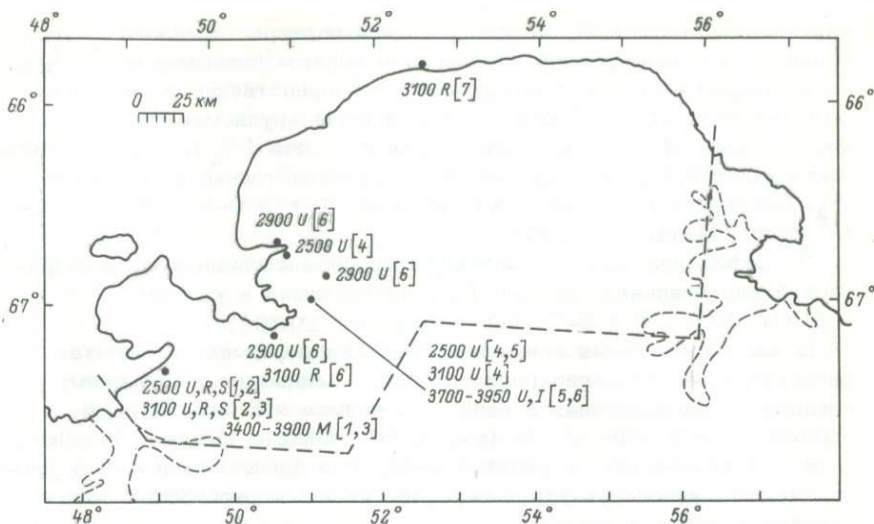
с геолого-геохимическими в последние годы стал район Земли Эндерби (66–69° ю.ш., 45–56° в.д.). Ранняя (архейская) кратонизация существенной части образований Земли Эндерби определяла возможность фиксации здесь условий древнейших процессов и реликтов древнейших пород. Цель данной работы – представить краткую сводку основных опубликованных результатов геохронологических исследований, выполненных по древнейшим породам Земли Эндерби.

Земля Эндерби является областью развития ассоциации высокометаморфизованных пород с проявлениями эндогенных процессов преимущественно в условиях гранулитовой фации метаморфизма при широком распространении ультраметагенных образований. С более поздними циклами связано наложение метаморфизма амфиболитовой фации.

По условиям метаморфизма выделены нейпирский и рейнерский комплексы (Равич, Каменев, 1972) (см. рисунок). В дальнейшем это разделение было подтверждено изотопными датировками (Grew, 1982), а также присутствием в более молодом рейнерском комплексе только измененных реликтов долеритовых даек, химические аналоги которых есть в нейпирском комплексе («дайки Амундсена», В4, см. ниже). В настоящее время рейнерский комплекс считается продуктом глубокой переработки пород нейпирского комплекса (Sheraton, Black, 1983).

Более древний нейпирский комплекс, который, собственно, и является предметом настоящей работы, подразделен на две серии: Рагат и Тьюла (Каменев, 1975) (приблизительно соответствующие «массивной» и «расслоенной» сериям по терминологии зарубежных авторов (Sheraton et al., 1980)). Обе серии были прогрессивно метаморфизованы в условиях пироксен-гранулитовой субфации гранулитовой фации (Равич, Каменев, 1972) и ультраметаморфизованы. Серия Рагат сложена, вероятно, первично-магматическими породами гранодиорит-тоналитового и трондземитового составов, в настоящее время представленными пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, эндербитами и чарнокитами с подчиненными ультраосновными прослоями. Серия Тьюла сложена (пара-) гнейсами псаммито-пелитового состава (ассоциации с гранатом, пироксеном, биотитом, силлиманитом, кордиеритом, а также высокотемпературные ассоциации сапфирина с кварцем и осумилита), переслаивающимися с пироксен-полевошпатовыми ортогнейсами и прослоями кварцитов, известково-силикатных гнейсов, пород магнезиально-глиноземистого и ультраосновного составов.

Соотношения между сериями геологически не установлены, так как сильные деформации во время первого фиксируемого метаморфизма привели все, возможно, существовавшие ранее несогласия в субпараллельное залегание (Black, James, 1983). Массивные ортогнейсы могли служить основанием для расслоенных парагнейсовых супракрупных толщ (Равич, Грикуров, 1976), однако некоторые свидетельства их интрузивных контактов (Black, James, 1983) определяют возможность и более молодого становления пород массивной серии. Данные по распределению редкоземель-



Земля Эндерби: распределение архейских возрастов.

Пунктирная линия – приблизительная граница нейпирского и рейнерского комплексов (Каменев, 1975). Методы датирования: U – U-Pb по цирконам; R – Rb-Sr по породам в целом; RS' – Rb-Sr по тонким пластинам; I – локальный ионно-ионный (Pb-Pb) высокого разрешения по цирконам; M – модельный (Rb-Sr, U-Pb и Sm-Nd; модель выделения протолита из обедненной мантии). В квадратных скобках – источники данных: 1 – De Paolo et al., 1982; 2 – Black, James, Harley, 1983; 3 – McCulloch, Black, 1984; 4 – James, Black, 1981; 5 – Williams et al., 1984; 6 – Black, James, 1983; 7 – Sheraton, Black, 1981.

ных элементов (Sheraton, Black, 1983) позволяют считать породы тоналит-гранодиоритового состава представителями мантийных добавок в континентальную кору, тогда как гнейсы трондьемит-гранитного состава – результатом переплавления корового фельзитового материала.

Интрузивные породы в пределах нейпирского комплекса представлены телами биотитовых порфиробластических гранитов, пегматитов и даек основного состава (генерации B₁-B₅ (Sheraton, Black, 1981)).

Архейская тектоно-термальная история нейпирского комплекса, определяющая интерпретацию данных по изотопному распределению, включает три основных репера (Black, James, 1983).

1. Деформация D₁ во время погружения толщ в условиях метаморфизма гранулитовой фации (M₁: T = 950-900°C; P = 6-10 кбар (Harley, 1985)), приведшая к образованию опрокинутых изо-

клинальных складок F_1 и повсеместной перекристаллизации минералов с их ориентировкой параллельно осевым поверхностям (S_1).

2. Деформация D_2 , по-видимому, непосредственно после максимальных условий M_2 , вызвавшая появление крупномасштабной наклонной сжатой до изоклиальной складчатости (F_2). Соответствующая микроструктурная переработка проявлена только в шарнирах S_2 . Оценки термодинамических условий: $T = 900-850^\circ\text{C}$, $P = 6-10$ кбар (Harley, 1985).

3. Деформация D_3 с появлением крупномасштабных нецилиндрических вертикальных складок F_3 , проходившая в условиях $T = 800-700^\circ\text{C}$; $P = 5-7$ кбар (Harley, 1985).

В настоящее время принята корреляция деформационно-метаморфических и изотопно-геохронологических данных по нейпирскому комплексу, определенная в работах Джеймса и Блэка (Black, James, 1983; James, Black, 1981; Black, James, Harley, 1983) и основанная на установленной ими зависимости между проявлениями микроструктурной переработки и масштабностью перестройки изотопных систем.

Большинство изотопных систем испытали значительное влияние процесса с возрастом около 3100 млн. лет, сопоставляемого с D_1 . Повсеместная перекристаллизация в условиях гранулитового метаморфизма сопровождалась перестройкой Sm-Nd системы (3060 ± 160 млн. лет - изохронный возраст по породам в целом, чарнокитовые гнейсы совместно с породами габбро-анортозитового состава (McCulloch, Black, 1984)) с миграцией Nd на расстояния, превышающие мощности литологически различных толщ. Это событие фиксируется большинством Rb-Sr данных по породам в целом, а также верхними пересечениями U-Pb дискордий для различных генераций цирконов (Black, James, 1983; James, Black, 1981; Black, James, Harley, 1983).

В связи со слабой микроструктурной переработкой, связанной с D_2 , датирование этого события затруднено. Считается, что ему лучше всего соответствует значение 2900 млн. лет, которое получено по изотопно гомогенной, близкой к конкордантной генерации циркона в парагнейсах горы Рисер-Ларсен и в чарнокитах холмов Файф (локальный ионно-ионный масс-спектрометрический метод высокого разрешения). Такое же значение получено обычным U-Pb анализом цирконов из ортогнейсов гор Тод, Сонс и пика 945 (Black, James, 1983). Относительная временная близость D_2 и D_1 , наличие промежуточных датировок в интервале 2900-3200 млн. лет позволяют рассматривать D_2 как продолжение D_1 в едином тектоно-метаморфическом цикле.

Перестройка изотопных систем под влиянием D_3 особенно выражена в породах с сильно проявленной микроструктурной переработкой S_3 . Так, в районах зал. Амундсена и Кейси получены Rb-Sr изохроны по породам в целом (парагнейсам) 2405 ± 140 и 2440 ± 115 млн. лет (Black, James, 1983).

На участках не столь интенсивного проявления S_3 сходный возраст получен Rb-Sr методом при анализе тонких пластин (например, 2463 ± 35 млн. лет по чарнокиту (Black, James, Har-

ley, 1983)). По-видимому, в то же время происходила интенсивная кристаллизация и/или перекристаллизация цирконов, так как практически все U-Pb анализы цирконов дают нижнее пересечение дискордии около 2500 млн. лет, некоторые же результаты конкордантные (James, Black, 1981). Переуравновешивание изотопов Nd в это время ограничивалось масштабами миграции между зернами минералов (Sm-Nd изохрона по минералам из габбро-анортозита 2300±300 млн. лет (McCulloch, Black, 1984)).

После D_3 произошло внедрение двух генераций основных даек, возраст которых оценен Rb-Sr методом по породам в целом 2350±48 млн. лет (Sheraton, Black, 1981). Это значение, вероятно, можно считать минимальным возрастом, возможным для D_3 .

Несмотря на интенсивные проявления эндогенных процессов при значительных температурах и давлениях, в породах комплекса сохранились свидетельства длительной коровой предыстории до события D_1 . Соботович и другие (Соботович и др., 1974) на основе U-Pb изохрон по породам из холмов Файф пришли к выводу, что «...и эндербиты, и кристаллические сланцы образовались в одно и то же время, а именно 4000±200 млн. лет назад». В дальнейшем было показано, что эти результаты «не достоверны» (Black, James, 1983), однако очень высокие отношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ являются свидетельством получения свинца из материала, выделившегося из мантии на начальных этапах истории Земли. О большом разрыве между временем образования протолита и первым метаморфизмом гранулитовой фации свидетельствуют и высокие начальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.725±0.006), полученные для чарнокитов с возрастом 3120±200 млн. лет (Black, James, Harley, 1983).

Де Паоло и другие (De Paolo et al., 1982) повторно проанализировали образцы Соботовича с соавторами, дополнив их определениями по Rb-Sr и Sm-Nd методам, и оценили модельный возраст образования протолита на основе гипотезы его выделения из обедненной мантии. Однако полученное ими значение 3500 млн. лет, по-видимому, не вполне корректно, так как при его выводе не учитывались процессы с возрастом 3100 млн. лет.

Мак-Каллох и Блэк также пришли к выводу (McCulloch, Black, 1984), что изохронный возраст, полученный Sm-Nd и Rb-Sr методами по образцам в целом, не отражает времени первичного корообразования. Для вычисления модельных возрастов они использовали уравнение эволюции изотопного состава в закрытой системе. Наиболее правильны, с их точки зрения, результаты, полученные на основе Rb-Sr данных (модели с выделением протолита из обедненной мантии или мантии хондритового состава). Модельные расчеты по Sm-Nd данным существенно зависят от выбранный состава мантийного резервуара и в общем дают более молодые значения. Хотя модельные расчеты по отдельным образцам менее достоверны, они показывают, что, по всей видимости, мантийные добавки в кору происходили неоднократно в интервале 3900–3100 млн. лет. Каких-либо достаточно показательных отличий возраста протолитов для пород разных свит и составов не установлено.

Опубликованные результаты анализов ионно-ионным методом высокого разрешения цирконовых ядер из гнейсов района холмов Файф (3900–4000 млн. лет (Lovering, 1979)) явились первыми (хотя и не надежными) показателями возможности непосредственного определения древнейших возрастов в районе.

Из ортогнейса тоналитового состава горы Сонс (Эндербита) выделены генерации темно-коричневого циркона, для которых классическим U-Pb методом получена дискордия с верхним пересечением 3700 млн. лет (Black, James, 1983). Эти же цирконы затем изучались с помощью локального ионно-ионного масс-спектрометрического метода высокого разрешения (Williams et al., 1984), что позволило в пределах отдельных зерен выделить три составляющие: домагматическую (с возрастом около 3950 млн. лет), магматическую (3750 млн. лет) и метаморфическую (3000 млн. лет).

Ряд приведенных выше данных по Земле Эндерби, таких как древнейший возраст начала образования коры континентального типа (≥ 3800 млн. лет), ранняя кратонизация существенной ее доли, характер деформационных структур, показывают сходство с древнейшими кратонами Зап. Гренландии, Лабрадора, Южной Африки и Индии. Корреляция с древнейшими образованиями Индии обосновывается, кроме того, палеореконструкциями Гондваны, на которых Земля Эндерби примыкает к восточному побережью полуострова.

Имеются, однако, и некоторые характерные особенности, которые в совокупности определяют уникальность геологической истории древнейших комплексов Земли Эндерби. К ним относятся:

1) большой интервал времени (≥ 800 млн. лет) между началом образования протолита и первым фиксируемым метаморфизмом, что может свидетельствовать о необычайно устойчивых для того времени условиях в коре;

2) региональное развитие очень высокотемпературных минеральных ассоциаций во время D_1 - D_2 (осумилит-кварц, например), которые в других областях проявляются, как правило, в контактовых ореолах интрузий;

3) почти изобарическая эволюция между D_1 и D_3 .

Только дальнейшее изучение с применением комплекса методов позволит более надежно определить положение данного сегмента земной коры в ряду ее древнейших сохранившихся образований.

Л и т е р а т у р а

Каменев Е.Н. Геология Земли Эндерби. — В кн.: Антарктика: Докл. комиссии МКИА. М., 1975, вып. 14, с. 34–58.

Равич М.Г., Грикуров Г.Э. Объяснительная записка к геологической карте Антарктиды масштаба 1:5 000 000. Л., 1976. 93 с.

Равич М.Г., Каменев Е.Н. Кристаллический фундамент Антарктической платформы. Л., 1972. 658 с.

Соботович Э.В., Каменев Е.Н., Комаристый А.А., Рудник В.А. Древнейшие породы Антарктиды (Земля Эндерби). - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1974, № 11, с. 30-50.

Black L.P., James P.R. Geological history of the archaean napier complex of Enderby Land. - In: Antarctic earth science/Ed. R.L.Oliver, P.R.James. Canberra, 1983, p. 11-15.

Black L.P., James P.R., Harley S.L. The geochronology, structure and metamorphism of early archaean rocks at Fyfe Hills, Enderby Land, Antarctica. - Precamb. Res., 1983, vol. 21, N 3-4, p. 197-222.

De Paolo D.J., Manton W.I., 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, N 5875, p. 614-618.

Grew E.S. The Antarctic margins. - In: The oceans basins and margins, New York, 1982, vol. 6, p. 697-744.

Harley S.L. Garnet-orthopyroxene bearing granulites from Enderby Land, Antarctica; metamorphic pressure-temperature-time evolution of the archaean napier complex. - J.Petrol., 1985, vol. 26, N 4, p. 819-856.

James P.R., Black L.P. A review of the structural evolution and geochronology of the archaean napier complex of Enderby Land, Australian Antarctic territory. - In: Archaean geology/Ed. J.E. Glover, D.I.Groves, 1981, p. 71-83.

Lovering J.F. The evidence for 4000 m.y. crustal material in archaean times (abstract). - J.Geol. Soc.Australia, 1979, vol. 26, p. 268.

McCulloch M.T., Black L.P. Sm-Nd isotopic systematics of Enderby Land granulites and evidence for redistribution of Sm and Nd during metamorphism. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1984, vol. 71, N 1, p. 46-58.

Sheraton J.W., Black L.P. Geochemistry and geochronology of proterozoic tholeiite dykes of East Antarctica; evidence for mantle metasomatism. - Contrib. Mineral. and Petrol., 1981, vol. 78, N 3, p. 305-317.

Sheraton J.W., Black L.P. Geochemistry of precambrian gneisses: relevance for the evolution of the East Antarctic Shield. - Lithos, 1983, vol. 16, p. 273-296.

Sheraton J.W., Offe L.A., Tingey R.J., Ellis D.J. Enderby Land Antarctica - an unusual precambrian high-grade metamorphic terrain. - J.Geol. Soc. Australia, 1980, vol. 27, N 1, p. 1-18.

Williams I.S., Compston W., Black L.P. e.a. Unsupported radiogenic Pb in zircon: a cause of anomalously high Pb-Pb, U-Pb and Th-Pb ages. - Contrib. Mineral. and Petrol., 1984, vol. 88, N 4, p. 322-327.

Л.А. Неймарк

УРАН-СВИНЦОВЫЙ МЕТОД ГЕОХРОНОЛОГИИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДОКЕМБРИЯ

Геохимическая эволюция Земли как планеты обусловлена взаимодействием ряда конкурирующих процессов, создающих и стирающих концентрационные неоднородности химических элементов. К числу процессов, способствующих созданию таких неоднородностей, можно отнести магматическую дифференциацию, метаморфизм и метасоматизм, сепарацию элементов при эрозии, осадконакоплении и в результате воздействия биогенных факторов. Эти процессы могут приводить к появлению в благоприятных условиях резких геохимических аномалий, каковыми, собственно, и являются рудные месторождения. Поскольку появление этих аномалий подчиняется определенным закономерностям, изотопно-геохронологические исследования древних рудных месторождений не только имеют прикладное значение, но и важны для понимания временной эволюции нашей планеты и для решения вопросов расчленения и периодизации докембрия.

Методология таких исследований, требующих привлечения комплекса изотопных методов, может составить предмет специального рассмотрения, далеко выходящего за рамки настоящей работы, которая лишь преследует цель на нескольких примерах проиллюстрировать возможности уран-свинцового метода при решении металлогенических задач различного плана.

Уран-свинцовый метод можно считать одним из основных при датировании рудных месторождений, что связано с рядом его преимуществ по сравнению с другими методами геохронологии. К числу таких преимуществ следует отнести возможность определения возраста сразу по двум парам материнский-дочерний изотоп ($^{238}\text{U} - ^{206}\text{Pb}$ и $^{235}\text{U} - ^{207}\text{Pb}$), а также наличие способов вычисления возраста даже в случае геохимической незамкнутости изучаемой системы. Обилие изотопной информации делает также возможным оценивать возраст объекта лишь по данным об изотопном составе Pb , причем как радиогенной, так и нерадиогенной (первичной) природы.

С учетом сказанного исследования рудных месторождений с помощью уран-свинцового метода можно разделить на два направления: 1) изучение изотопного состава свинца в содержащих свинец безурановых минералах и 2) уран-свинцовая геохронология содержащих уран минералов и пород. Взаимосвязь этих двух направлений схематически показана на рис. 1, а.

С увеличением в изучаемом объекте величины $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ) возрастает возможность более точного определения его возраста и, наоборот, с уменьшением этого отношения можно получать более достоверную информацию о модельном возрасте объекта и о величине μ и Th/U в его источнике. «Модельный» возраст, определяемый по изотопному составу свинца в галените или в калиевом полевоом шпате (КПШ), определяет «момент» кристаллизации минерала, начиная с которого изотопный состав свинца перестал эволюционировать во времени и сохраняет изотопные характеристики источника. Вычисление возраста этого процесса возможно лишь при условии принятия строго определенной модели временной эволюции уран-свинцового отношения в источнике, что, естественно, не способствует получению точной оценки возраста. Значение, получаемое изохронными методами по породе в целом, определяет время, начиная с которого уран-свинцовая система источника, однородная по изотопному составу Pb и величине $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} = \mu_1$, распадается на ряд подсистем изучаемых образцов пород с варьирующими μ_2 . И наконец, возраст, определяемый по урансодержащему минералу, должен отвечать времени его кристаллизации.

Нарисованная картина достаточно определенно указывает на выбор методов и объектов для решения конкретных геологических задач при изучении различных рудных месторождений в зависимости от наличия среди слагающих месторождение тех пород и минералов, исследование которых возможно с помощью уран-свинцового метода. Эта картина могла бы быть достаточно простой, если бы речь не шла о докембрийских месторождениях, большинство из которых в той или иной степени метаморфизовано. Применительно к этим месторождениям необходимо также учитывать относительную устойчивость $\text{U}-\text{Pb}$ систем выбираемых для исследования объектов, которая условно изображена на рис. 1, б.

Условность этой схемы заключается в том, что изученность этого вопроса к настоящему времени представляется явно недостаточной и для его уточнения требуются целенаправленные исследования. Несмотря на то что указанная последовательность может нарушаться в зависимости от специфики наложенных геохимических процессов, рассмотренный ряд устойчивости может быть использован при подборе материала для решения конкретных задач. Так, минералы, характеризующиеся наибольшей устойчивостью системы, должны изучаться с целью определения возраста исходных пород, а с менее устойчивой — для выявления времени процесса, который в ряде случаев может оказаться рудообразующим.

В качестве примера этого положения можно привести полученные нами результаты геохронологического изучения недавно откры-

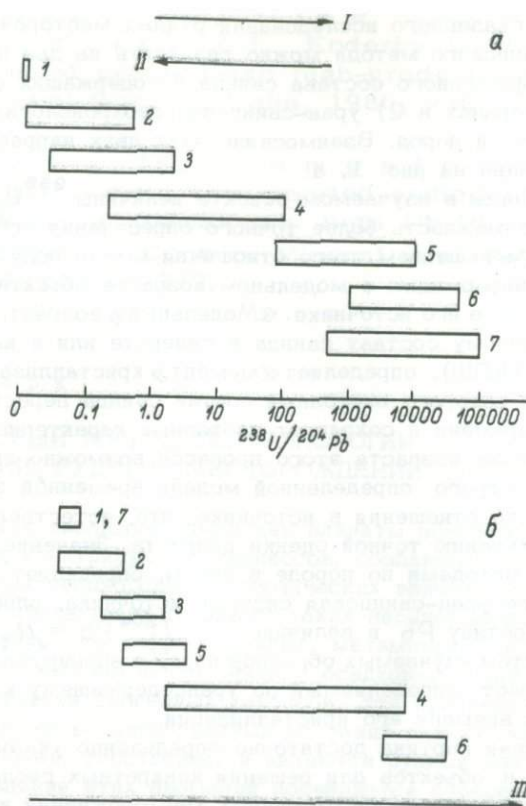


Рис. 1. Пределы вариаций величины $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μe) в основных объектах, изучаемых уран-свинцовым методом (а), и относительная устойчивость уран-свинцовой системы (б).

I, II – возрастание точности возрастной и изотопно-генетической информации соответственно; III – возрастание относительной устойчивости уран-свинцовой системы. 1 – галенит; 2 – прочие сульфиды (пирит, пирротин, сфалерит и др.); 3 – полевые шпаты; 4 – порода в целом; 5 – эпидот, апатит, сфен; 6 – монацит, циркон; 7 – урановые минералы.

того апатитового месторождения Укдуска, расположенного в Ханинском апатитоносном районе (Неймарк и др., 1984; Неймарк и др., 1985). Было исследовано 10 образцов собственно рудного минерала – апатита, выделенного из слагающих месторождение апатит-пироксеновых метасоматитов. Из этих же пород изучался циркон и ряд породообразующих минералов K-Ar методом. Кроме того, был исследован циркон из рвущих метасоматиты жильных микроклинов. Циркон из метасоматитов дал значение возраста порядка 2.6 млрд. лет, а изохрона для рудных апатитов и циркон из жильных полевошпатовых пород – 1.85 млрд. лет. Близкие к последнему

значения дает и K-Ar определение возраста амфиболов из метасоматитов. Таким образом, в этом случае циркон хранит информацию о возрасте порядка 2.6 млрд. лет первично обогащенных фосфором пород, имевших, по геохимическим данным, предположительно щелочно-габброидный состав (Миронюк и др., 1985), а цифра 1.85 млрд. лет, полученная по апатиту, соответствует времени процесса рудообразования.

Рассмотренный пример показывает, что исследования минералов, обладающих резко различной устойчивостью уран-свинцовой системы к влиянию наложенных процессов, позволяют определять стадийность минералообразования и длительность процессов рудогенеза.

Не останавливаясь более подробно на проблемах датирования рудных объектов по урансодержащим минералам, в частности по циркону, поскольку методика и методология этих вопросов почти не отличаются от задач датирования докембрийских пород вообще, перейдем ко второму направлению - изучению изотопного состава Pb в безурановых минералах, содержащих свинец. Этот вопрос также далеко не нов в практике изотопных исследований рудных месторождений и ему специально посвящено большое количество работ, например в сборнике (Стабильные изотопы..., 1977).

Как уже отмечалось, в основе интерпретации изотопного состава рудного свинца должны лежать определенные модели эволюции его источника. Из литературы известно множество подобных моделей, относительно подробный обзор которых проведен, например, в работах (Ричардс, 1981; Неймарк, 1983). Все многообразие таких моделей можно разделить на два класса: эволюционные модели и модели смешения. Первые предполагают временную эволюцию изотопного состава свинца в однородных по величине μ источниках и ее скачкообразное или плавное изменение во времени, а вторые - смешение материалов из различных источников.

Представляется, что одной из наиболее разработанных современных моделей этого плана является предложенная Зартманом и Доу модель плюмботектоники (Zartman, Doe, 1981; Зартман, 1984), основанная на огромном фактическом материале по изотопному составу свинца из районов, характеризующихся различной тектонической обстановкой, и на анализе особенностей геохимии свинца и урана. Эта модель рассматривает четыре основных родительских резервуара, способных продуцировать рудный свинец различного изотопного состава: верхняя континентальная кора, нижняя континентальная кора, мантия и ороген (промежуточный резервуар, в котором происходит смешение материалов из первых трех источников). Кривые эволюции изотопного состава свинца для этих различных источников показаны на рис. 2.

Из рис. 2 видно, что наименее радиогенным изотопным составом (минимальными значениями отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) для любого момента времени в прошлом характеризовалась нижняя кора, а максимальными - верхняя. Этот факт связан с особенностями геохимии урана и свинца и с преимущественной миграцией урана в ходе процессов метаморфизма высоких ступеней. Следует

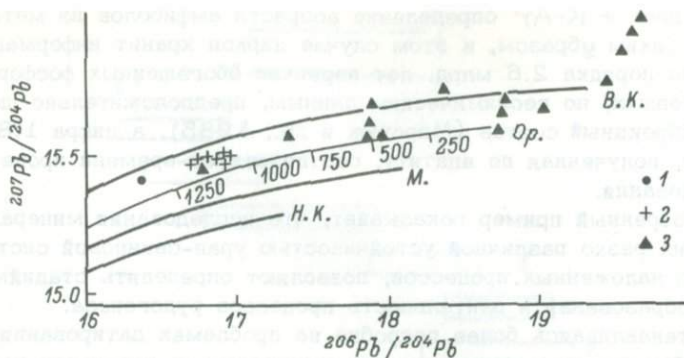


Рис. 2. Расположение свинцово-изотопных данных для галенитов ряда месторождений и рудопроявлений Башкирского антиклинория относительно кривых эволюции изотопного состава Pb по модели плюмботектоники.

В.К. - верхняя кора; Ор. - ороген; М. - мантия; Н.К. - нижняя кора; 1 - вкрапленность галенита в мраморах саткинской свиты (нижний рифей); 2 - галениты Кужинского месторождения, приуроченного к карбонатным породам авзянской свиты (средний рифей); 3 - галениты прочих месторождений и рудопроявлений региона, приуроченных к средне- и верхнерифейским отложениям. Цифры у орогенной эволюционной кривой - модельный возраст (млн. лет).

отметить, что в отличие от других изотопных меток (Sr, Nd), применяемых для определения мантийности-коровости источника, в случае изотопов свинца мантийная область значений занимает промежуточное положение между таковыми для нижней и верхней континентальной коры, что дает дополнительные возможности для различия мантийных и нижнекоровых источников.

Таким образом, по расположению свинцово-изотопных данных для изучаемого объекта относительно кривых эволюции можно получить информацию как о предполагаемом источнике рудного вещества, так и о модельном возрасте изученного объекта. В качестве примера можно привести полученные нами совместно с С.Л. Миркиной и Ю.С. Ляхницким данные об изотопном составе свинца галенитов ряда месторождений и рудопроявлений, приуроченных к рифейским карбонатным отложениям Башкирского антиклинория, которые представлены на рис. 2. Для двух объектов (вкрапленность галенита в мраморах саткинской свиты бурзянской серии и галениты из руд Кужинского месторождения в отложениях авзянской свиты юрмантинской серии) получено хорошее соответствие модельного и стратиграфического возрастов (1450 и 1250 млн. лет соответственно). Этот факт, скорее всего, можно интерпретировать как свидетельство того, что рудообразующие ранние эпигенетические процессы для указанных объектов не были значительно оторваны во времени от седиментации и диагенеза. При этом устанавливает-

ся орогено-верхнекоровый источник свинца, что согласуется с представлениями о типично осадочном происхождении Кужинского месторождения. Для всех остальных изученных рудных объектов этого района фиксируются «молодые» значения модельных возрастов, свидетельствующие о значительном разрыве во времени между становлением пород и последующими поздними эпигенетическими преобразованиями (вплоть до близкого к современному карстового процесса).

Рассмотренный пример показывает, что исследования изотопного состава свинца рудных сульфидов являются эффективным средством для определения модельного возраста возможного источника рудного вещества и для оценки длительности процессов рудообразования, намечая тем самым еще одно из возможных направлений исследований рудных месторождений с помощью уран-свинцового метода.

Отметим, что такого рода данные информативны не только при решении вопросов металлогении, но и при геохронологических исследованиях тех же объектов для задач стратиграфии докембрия. Получаемые данные о возрасте эпигенетических преобразований могут оказаться полезными при подборе материала, скажем, для Rb-Sr датирования рудовмещающих осадочных толщ. Данные о модельном возрасте Pb сульфидной минерализации в древних вулканитах полезны для решения вопросов о времени формирования и метаморфизма зеленокаменных поясов.

При геохронологических исследованиях представляется перспективным поиск минералов, которые одновременно являлись бы и геохронометрами, дающими возможность определения возраста по радиогенным изотопам, и носителями информации о модельном возрасте, генезисе и изотопно-геохимических характеристиках источника. Для широкого класса геологических объектов таким минералом является циркон, дающий возрастную информацию по уран-свинцовой системе, а модельно-генетическую — по изотопному составу гафния. В случае сульфидных месторождений таким минералом может оказаться молибденит — минерал, содержащий свинец и концентрирующий рений. Таким образом, при исследовании молибденитов можно получать данные о модельном возрасте по изотопному составу и о радиологическом возрасте, применяя рений-осмиевый метод.

В числе трудностей, возникающих при исследовании сульфидных месторождений свинцово-изотопным методом, наряду с усложняющимися интерпретацию геохимическими причинами, следует отметить очень высокие требования к точности и правильности масс-спектрометрического изотопного анализа свинца, которые не должны быть хуже 0.1%. Повышенные требования к точности при анализе именно рудного свинца вызваны необходимостью измерения очень малых вариаций в изотопных отношениях, наложение на которые аналитических погрешностей может привести к неверной интерпретации изотопных данных в связи с малым различием в положении эволюционных кривых (рис. 2), что особенно важно в отношении $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, от величины которого при вариациях в несколько десятых долей процента может зависеть вывод о мантийности-коровости источника.

Также возможна ситуация, при которой интерпретация Pb -изотопных данных будет коренным образом зависеть от наличия и качества линейной связи изотопных отношений, когда для первично бедных переотложенных руд привнос свинца из вмещающих пород будет приводить к получению линейных трендов за счет двухкомпонентного смещения. При этом «размах» прямой будет тем меньше, чем богаче первичные руды. В случае же, когда такой «размах» мал (порядка 1% по отношению $^{206}Pb/^{204}Pb$), возникает опасность спутать линейную корреляцию между отношениями, возникающую за счет природных факторов (смещение или радиоактивный распад) с артефактами, обусловленными ошибкой измерения изотопа ^{204}Pb , эффектами масс-дискриминации или лабораторным загрязнением при химической подготовке материала. Алгоритм учета искажающего влияния экспериментальных погрешностей подробно рассмотрен в работах (Чернышев и др., 1983; Ludwig, 1980).

Еще одно направление исследований, в котором свинцово-изотопные данные могут оказаться крайне информативными, заключается в установлении возможной генетической связи оруденения с магматизмом. В этом случае, кроме изучения изотопного состава свинца рудных сульфидов, необходимо иметь данные о первичном изотопном составе этого элемента в ассоциирующих магматических породах во время их кристаллизации. Такие данные могут быть получены в результате исследования свинца из КППШ гранитоидов. Ряд примеров такого рода рассмотрен в работе (Кёшель, 1984).

Однако в этом случае возникает сложность выделения чисто неродиогенной, первичной компоненты Pb , захваченной в КППШ при кристаллизации. Преодолеть эту сложность можно с помощью термической обработки минерала в вакууме или его кислотного выщелачивания, определения изотопного состава Pb в выщелоках (или вакуумных возгонах) и в остатках и применения к этим результатам модели «расходящихся изохрон» (Tera, 1981). Суть этой модели заключается в возможности определения изотопного состава первичного свинца путем привлечения к интерпретации наряду с ураногенными изотопами и торогенного. Работоспособность этой модели была проверена (Неймарк, Искандерова, 1986) на большом фактическом материале для КППШ из ряда докембрийских гранитоидов Байкальской горной области. Совпадение изотопных составов рудных сульфидов и КППШ магматических пород может являться веским аргументом в пользу генетической связи оруденения и магматизма. Подобные исследования были проведены нами совместно с С.Л. Миркиной и А.М. Лариным для рудных сульфидов питкьярантской свиты и КППШ гранитов рапакиви Салминского массива (Сев. Приладожье). Полученные результаты представлены на рис. 3.

Обращает на себя внимание то, что изотопный состав Pb в КППШ гранитов в остатке после вакуумной возгонки примесного радиогенного свинца приближается к таковому в рудных галенитах. Примечательно, что экспериментальные точки и галенитов, и КППШ расположены близи нижнекоревой эволюционной кривой, что указывает на общность источника Pb гранитов и руд, а это, наряду с имеющейся

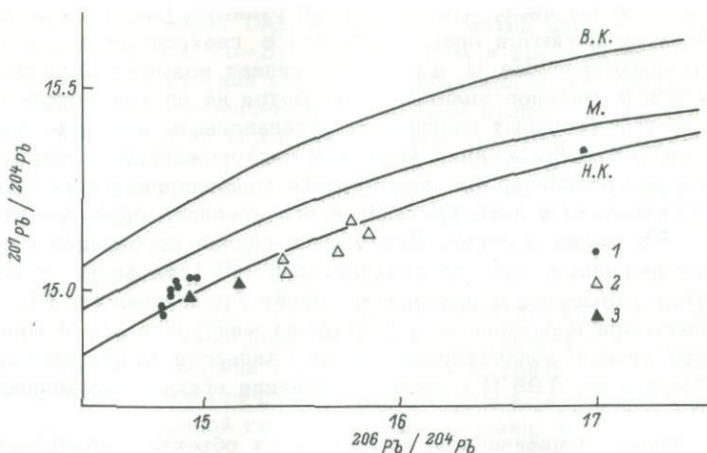


Рис. 3. Свинцово-изотопные данные для пород и руд Питкярантского района (Сев. Приладожье).

1 - галениты; 2 - вышелоки и вакуумные взгоны; 3 - остатки после обработки калиевых полевых шпатов Салминского массива гранитов рапакиви; остальные обозначения - те же, что на рис. 2.

пространственной близостью, свидетельствует и о генетической связи руд Питкярантского района с гранитами рапакиви.

Еще одним аспектом использования изотопного состава рудного Рb уже при решении чисто практических металлогенических проблем является его применение для оценки масштабности оруденения. Это, например, метод «отпечатков пальцев», заключающийся в сравнении изотопного состава Рb вновь открытого рудопроявления с известным в регионе промышленным месторождением. В случае совпадения изотопных характеристик рудопроявление может оказаться перспективным; если же изотопные составы различны, вероятность промышленных рудных скоплений невелика. Также было установлено, что крупные месторождения обычно содержат Рb с изотопным составом, не противоречащим одностадийной модели эволюции источника. Например, в ряде гидротермальных месторождений США, ежегодная продукция которых оценивается выше 15 млн. долларов, содержится Рb с отношением $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 18.8$, а во всех менее богатых рудных объектах присутствует более радиогенный компонент Рb (цит. по: Шуколюков, 1980). Более подробно вопросы этого плана разбираются в ряде работ Доу с соавторами (например, Доу, Стейси, 1977).

Еще одним из важнейших классов объектов, решение вопросов о возрасте и генезисе которых невозможно без привлечения U-Pb метода, являются урановые месторождения. Этот сложный вопрос, безусловно, требует специального рассмотрения, которое проведено, например, в работе Чернышева (Чернышев, 1978).

Здесь отметим лишь, что основными рудными минералами для этих объектов являются прекрасные $U-Pb$ геохронометры, содержащие макроколичества U и Pb , что делает возможным применение локальных методов анализа и, несмотря на плохую устойчивость $U-Pb$ систем урановых минералов, устанавливать время формирования и этапов преобразования урановых месторождений путем локального отбора материала, его тщательного минералогического изучения и привлечения к интерпретации всего арсенала графических методов $U-Pb$ геохронологии. При этом в случае ассоциации с урановыми минералами минералов-акцепторов Pb (сульфиды, селениды) появляется возможность проследить судьбу и радиогенного Pb , мигрирующего при наложенных процессах из минералов U , используя метод «вторичных коллекторов» свинца (Андерсон и др., 1985; Голубев, Чернышев, 1983) с целью уточнения времени формирования руд.

Еще одним специфическим типом рудных объектов, характерных для докембрия, являются железистые кварциты, для определения возраста которых также может быть использован $U-Pb$ метод, но уже в изохронном варианте по образцам породы в целом. В литературе имеется ряд примеров успешного применения метода для датирования архейских и протерозойских Fe -кварцитов Зап. Гренландии и Финляндии (Moorbath et al., 1973; Sakko, Laajoki, 1975). Приведенные нами исследования железистых кварцитов Чарского месторождения (Неймарк и др., 1980) по образцам породы в целом при нанесении на одну изохрону точек кварцитов и вмещающих амфиболитов позволили оценить возраст метаморфизма амфиболитовой фации 2.7 ± 0.1 млрд. лет. Радиографическое изучение распределения урана в кварцитах показало, что основная доля этого элемента находится в легкоподвижной форме и приурочена к каймам вокруг зерен магнетита. Это наблюдение накладывает серьезные ограничения на возможности получения с помощью Pb -изохронного метода информации о дометаморфической истории Fe -кварцитов.

В заключение еще раз повторим те направления в изучении рудных месторождений докембрия, для которых использование уран-свинцового метода представляется наиболее перспективным:

- 1) изучение урансодержащих минералов, обладающих резко различной устойчивостью уран-свинцовой системы к влиянию наложенных воздействий, с целью определения возраста объекта, стадийности минералообразования и длительности процессов рудогенеза;

- 2) исследование изотопного состава Pb рудных сульфидов для определения модельного возраста, возможного источника вещества и оценки длительности процессов рудообразования;

- 3) исследование изотопного состава Pb рудных сульфидов и КППШ магматических пород с целью установления возможной связи оруденения с магматизмом.

Следует отметить, что наиболее полная информация при изучении рудных месторождений, так же как и при геохронологических исследованиях вообще, может быть получена лишь при комплексном исследовании одного материала всеми имеющимися изотопно-геохро-

нологическими методами. При этом K-Ar метод дает информацию о термальном истории, Rb-Sr - о возрасте и времени метаморфизма (в зависимости от типа объекта и характера опробования), U-Pb датировает все этапы геологической эволюции рудного объекта от становления вмещающих пород до последних метасоматических преобразований.

Л и т е р а т у р а

Андерсон Е.Б., Заславский В.Г., Никитин С.А. и др. Изотопное датирование урановой минерализации в рамках 3-этапной модели с использованием селенитов свинца и висмута в качестве «вторичных» геохронометров. - В кн.: Современные данные изотопной геохимии и космохимии. Л., 1985, с. 82-91.

Голубев В.И., Чернышев И.В. Роль сульфидов как вторичных коллекторов радиогенного свинца. - В кн.: Методы изотопной геологии: Тез. докл. Всес. школы-семинара. М., 1983, с. 111-112.

Доу Б.Р., Стейси Дж. Обзор исследований по применению изотопов свинца для решения проблем происхождения руд и оценки возможностей поисков рудных месторождений. - В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М., 1977, с. 11-57.

Зартман Р.Е. Pb, Sr и Nd изотопные характеристики рудных месторождений в зависимости от их геологического положения. - В кн.: Металлогения и рудные месторождения: Тр. 27-го Междунар. геол. конгр. М., 1984. Т. 12, с. 44-56.

Кёппель В. Изотопы свинца как показатели происхождения металлов в рудных месторождениях и эволюция континентальной коры: примеры из Западной и Центральной Европы. - Там же, с. 28-44.

Миронюк Е.П., Тимашков А.И., Неймарк Л.А., Шергина Ю.П. Укдуский апатитоносный комплекс. - Геология руд. месторождений, 1985, т. 27, № 5, с. 57-68.

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

Неймарк Л.А., Искандерова А.Д. Исследование изотопного состава свинца КППШ гранитоидов методом «расходящихся изохрон». - В кн.: Геохронология и геохимия изотопов. Л., 1986, с. 128-151.

Неймарк Л.А., Искандерова А.Д., Тимашков А.Н., Миронюк Е.П. Новые данные о возрасте пород и руд Ханнинского апатитоносного района. - Докл. АН СССР, 1984, т. 279, № 3, с. 713-717.

Неймарк Л.А., Искандерова А.Д., Тимашков А.Н., Миронюк Е.П. О возрасте апатит-пироксеновых метасоматитов Ханинского апатитоносного района (по данным U-Pb метода). - В кн.: Проблемы изотопного датирования процессов метаморфизма и метасоматоза. М., 1985, с. 119-120.

Неймарк Л.А., Миронюк Е.П., Искандерова А.Д. и др. Новые данные о возрасте пород и руд Чарского месторождения железистых кварцитов. - Докл. АН СССР, 1980, т. 252, № 2, с. 427-430.

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

Стабильные изотопы и проблемы рудообразования: (Сборник статей)/Пер. В.П. Волкова и С.Ф. Карпенко; Под ред. В.И. Смирнова. М., 1977. 597 с.

Чернышев И.В. Уран-свинцовая геохронология процессов формирования и преобразования гидротермальных урановых месторождений. - В кн.: Гидротермальные месторождения урана. М., 1978, с. 376-398.

Чернышев И.В., Троицкий В.А., Агапова А.А. и др. Изотопный анализ субмикrogramмовых проб свинца. - В кн.: Масс-спектрометрия и изотопная геология. М., 1983, с. 16-29.

Шуклюков Ю.А. Использование изотопных методов в решении проблем гидротермального рудообразования. - Геохимия, 1980, № 12, с. 1763-1779.

Ludwig K.R. Calculations of uncertainties of U-Pb isotope data. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, vol. 46, N 2, p. 212-220.

Moorbath S., O'Nions R.K., Pankhurst R.J. Early archaean age for the Isua iron formation, West Greenland. - Nature, 1973, vol. 245, N 5421, p. 138-139.

Sakko M., Laajoki K. Whole rock Pb-Pb isochron age for the Paakko iron formation in Vayrylankyla, South Puolanka area, Finland. - Bull. Geol. Soc. Finland, 1975, vol. 47, N 1/2, p. 113-116.

Tera F. Aspects of isochronism in Pb isotope systematics - application to planetary evolution. - Geochim. et cosmochim. acta, 1981, vol. 45, N 12, p. 1439-1448.

Zartman R.E., Doe B.R. Plumbotectonics - the model. - Tectonophysics, 1981, vol. 75, N 1/2, p. 135-162.

Рb-Рb МЕТОД ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ (ВОЗМОЖНОСТИ И ОГРАНИЧЕНИЯ)

Рb-Рb система цирконов. Одним из наиболее информативных методов датирования цирконов при расчленении докембрийских глыбокометаморфизованных образований со сложной историей развития является U-Рb метод. Существование двух радиоактивных изотопов урана (^{235}U и ^{238}U) позволяет реализовать еще один геохронометр на основании измерения изотопного состава свинца путем совместного использования двух уравнений накопления радиогенных изотопов свинца (^{207}Pb и ^{206}Pb):

$$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = \frac{1}{137.88} \frac{e^{\lambda_5 t} - 1}{e^{\lambda_8 t} - 1},$$

где λ_5 и λ_8 - константы распада ^{235}U и ^{238}U .

Таким образом, возраст можно рассчитать, минуя процедуры определения содержаний урана и свинца. В этом одно из аналитических преимуществ Рb-Рb метода. Его сравнительные возможности и ограничения по сравнению с U-Рb методом наглядно иллюстрируются графиком Аренса-Вазерилла (рис. 1) для гипотетического образца с истинным возрастом t_0 при различных моделях посткристаллизационного нарушения U-Рb системы.

На графике нанесены возможные положения точек, соответствующие дискордантным значениям U/Рb отношений в координатах $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, и линия согласованных значений возраста (конкордия). Видно, что в результате эпизодического открытия U/Рb системы точки, соответствующие дискордантным U/Рb отношениям, могут или аппроксимироваться прямыми, которые образуют стороны треугольника и пересекаются с конкордией, или располагаться внутри треугольника. Если после кристаллизации U-Рb система открывалась только в современное время, то несогласующиеся значения U/Рb отношений расположатся на прямой, проходящей через нуль и пересекающей конкордию в точке t_0 . Для каждой точки со своими значениями «кажущегося» U-Рb возраста Рb-Рb возраст ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) одинаков, равен истинному (t_0) и определяется величиной, обратной тангенсу угла, который образует прямая, аппроксимирующая дискордантные U/Рb отношения, и ось координат ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$). Из рис. 1 видно, что нарушение U-Рb системы в современное время, сопровождаемое потерей свинца или приобретением урана, не искажает Рb-Рb возраста. В этом заключается второе преимущество Рb-Рb метода.

Если после образования минерал испытал наложенное воздействие во время t_m , то точки, соответствующие дискордантным U-Рb отношениям, располагаются на прямой, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту кристаллизации минерала, а нижнее - времени проявления вторичного процесса. Данные

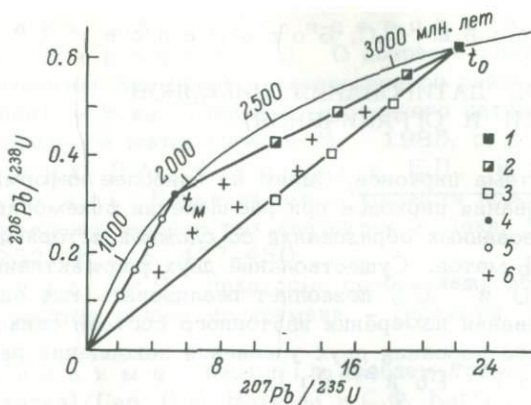


Рис. 1. Построение в рамках модели Аренса-Везерилла.

Значения возраста: 1, 3 – соответствующие времени кристаллизации циркона (t_0); 4, 5 – соответствующие метаморфическому воздействию (t_M); 2, 6 – смешанные (промежуточные).

$Pb-Pb$ возраста для каждой точки будут различными, «промежуточными», не несущими геологического смысла. Если после метаморфического эпизода произошло открытие $U-Pb$ системы в гипергенных условиях, то некоторые значения $U-Pb$ отношений будут аппроксимироваться прямой, проходящей через начало координат и точку пересечения с конкордией (t_M), а часть данных попадет внутрь треугольника. $Pb-Pb$ данные для образцов на прямой будут соответствовать реальному возрасту наложенного процесса, а для образцов внутри треугольника они будут промежуточными, не несущими реального смысла. Отсюда основной недостаток $Pb-Pb$ метода: в нем отсутствуют критерии, позволяющие среди спектра данных выбрать то значение, которое соответствует реальному времени закрытия $U-Pb$ системы. Однако в результате открытия $U-Pb$ системы создается определенный характер соотношения искаженных возрастов, при котором

$$t_0 > t_{207Pb/206Pb} > t_{207Pb/235U} > t_{206Pb/238U}.$$

Таким образом, даже при датировании единичного образца $Pb-Pb$ возраст всегда оказывается наиболее приближенным к истинному. Практически рассчитанные значения $Pb-Pb$ возраста находятся в пределах $t_M \leq t_{Pb-Pb} \leq t_0$. Возможность получения промежуточных значений возраста и определяет основные ограничения метода.*

* Здесь не рассматривались теоретически возможные случаи завышения $Pb-Pb$ возраста, так как на практике они реализуются крайне редко.

Он может использоваться только в качестве предварительного изотопного метода опробования пород, результаты которого требуют проверки классическим вариантом $U-Pb$ датирования.

Термоионные методы изотопного анализа (ТИЭ). Несмотря на существенные ограничения $Pb-Pb$ метода, появилась возможность его эффективной реализации после развития специальных методик изотопного анализа элементов, в том числе свинца, на основании механизма термоионной эмиссии (ТИЭ). Известно, что при изотопном анализе свинца эффективное ионообразование достигается с помощью алюмосиликатного эмиттера (Акишин и др., 1957; Зыков, Ступникова, 1957). Исследования механизма его действия показали, что суть работы эмиттера заключается в образовании на ленте ионного источника силиката свинца, который при нагревании эффективно продуцирует ионы свинца по механизму не поверхностной ионизации, а термоионной эмиссии (Левский и др., 1969). Возникла возможность измерения изотопного состава различных элементов в силикатах с использованием этой методики (Левский и др., 1969, 1970; Заславский и др., 1974; Морозова и др., 1976). Ее преимущества заключаются в исключении всяких химических процедур и использовании малого количества вещества (< 0.1 мг). Измерение изотопного состава свинца в цирконах оказалось наиболее перспективным в геохронологии, учитывая возможность непосредственного получения возрастной информации из микронавесок (Чухонин, 1978).

Методика ТИЭ и интерпретация $Pb-Pb$ данных. $Pb-Pb$ возраст вычисляется по отношению радиогенных изотопов свинца, после учета в них «обыкновенного» свинца, присутствие которого оценивается по количеству нерадиогенного изотопа ^{204}Pb . Различный способ учета «обыкновенного» свинца определяет два варианта методики термоионного анализа: термоионный (Чухонин, 1978) и термоизохронный (Сумин, 1982).

Термоионная методика для разделения атомов свинца разного генезиса использует неэквивалентность их энергетического положения, т.е. энергий активации диффузии. Обыкновенный свинец выделяется при низких температурах, а радиогенный, связанный с кристаллической фазой минерала, — при высокой. Для оценки наличия примеси обыкновенного свинца измеряется отношение $^{206}Pb/^{204}Pb$ по мере повышения температуры. По достижении достаточно высоких отношений $^{206}Pb/^{204}Pb$ вклад обыкновенного свинца в это отношение становится мал и не увеличивает ошибки опыта изотопного анализа (1–3%).

Суть термоизохронной методики заключается в измерении отношений $^{207}Pb/^{204}Pb$ и $^{206}Pb/^{204}Pb$ во всем диапазоне температур и построении графика в этих координатах. Возраст вычисляется по тангенсу угла прямой, так называемой термохроны. Низкие сигналы на массе 204 и их значительная флуктуация при выгорании свинца при высоких температурах существенно ограничивают точность измерений изотопного состава Pb по отношению к массе 204. Практически, независимо от применения той или иной методики,

основная информация заключена в полученных отношениях 207/206 и их вариации по мере повышения температуры образца.

В процессе опыта по мере повышения температуры циркона, т.е. по мере испарения свинца, фиксируется его изотопный состав, пропорциональный «кажущемуся» возрасту. Возникают различные формы зависимости $Pb-Pb$ возраста от температуры образца (плато, лестница вверх или вниз, седло). В случае плато можно предположить изотопную гомогенность образца. Другие виды зависимости отражают изотопную гетерогенность пробы в результате либо присутствия различных генераций циркона, либо существования изотопной микроструктуры в пределах единичных зерен.

Изотопная микроструктура зерен особенно характерна для цирконов из пород сложной полициклической истории. Для образца изотопно-гомогенного $Pb-Pb$ возраст, полученный по методике ТИЭ, будет совпадать с тем значением, которое вычисляется при использовании классического способа химического разложения образца. Для изотопно-гетерогенных зерен циркона анализ методикой ТИЭ выявляет спектр значений $Pb-Pb$ возраста. $Pb-Pb$ возраст, вычисленный путем химического разложения, в данном случае дает усредненное значение.

При интерпретации спектров значений $Pb-Pb$ возраста необходимо учитывать вероятность получения смешанных, геологически незначимых цифр. Они могут возникнуть в результате частичного перекрывания температурных областей выделения свинцов, неэквивалентных по энергии выделения и изотопному составу (смесь разновозрастных кристаллических фаз). Реальный возрастной смысл, исходя из ограничений метода, можно приписать только крайним значениям. Максимальное значение – возраст, равный истинному времени кристаллизации минерала или меньше его. Минимальное значение – возраст, соответствующий началу последнего наложенного процесса или еще больший.

Датирование древнейших пород $Pb-Pb$ методом. Датирование пород сложной истории развития сопряжено с рядом трудностей, вызванных неоднократным посткристаллизационным нарушением замкнутости изотопных систем. Среди объектов одного стратиграфического уровня и единой истории развития по геологическим, петрологическим и структурным данным выбрать наиболее сохранныю геохронологическую систему непросто, так как степень нарушенности изотопных систем за счет вторичных процессов пространственно неоднородна и не соответствует изменениям в минеральных парагенезисах. Отсюда целесообразна предварительная отбраковка проб, для чего, например, в $Pb-Sr$ геохронологии широко используются геохимические методы.

Для датирования ранних этапов эволюции пород особенно подходящим является $U-Pb$ метод по цирконам. Эти минералы особо устойчивы по отношению к последующим воздействиям, а механизм нарушения $U-Pb$ системы приводит к созданию изотопногетерогенной структуры зерен, некоторые фазы которых сохраняют первичную информацию. При сепарации таких фаз используются методы обра-

живной обработки и дифференциального растворения (Макеев и др., 1978), приводящие к выделению кристаллического остатка с конкордантными значениями $U-Pb$ возраста. Однако подобный подход окажется несостоятельным в случае присутствия различных по возрасту типоморфных разновидностей или генераций циркона, что априори решить трудно. В то же время перспективнее проводить сепарацию наиболее сохранной разновидности циркона.

Учитывая трудоемкость не только $U-Pb$ анализа, но и отбора достаточных количеств морфологических разновидностей и их сепарации, эффективнее использовать предварительное датирование с помощью экспрессного метода, требующего малого количества вещества и относительно устойчивого к наложенным воздействиям. Таким и является $Pb-Pb$ метод по цирконам с использованием методики ТИЭ (Чухонин, 1978).

В ИГГД АН СССР с его помощью были успешно выделены древнейшие образования алданского архея с возрастом более 3.4 млрд. лет. Для цирконов из пироксен-биотитовых плаггиогнейсов предполагаемого фундамента верхнеалданской свиты (иенгская серия), предварительно выделенного на основании структурного и петрологического анализов (Другова и др., 1984), был получен широкий спектр «кажущихся» значений $Pb-Pb$ возраста с вариациями от 2 до 3.3 млрд. лет.

В результате минералогического исследования было установлено, что цирконы в каждом образце принадлежат трем различным морфологическим разновидностям со своими значениями $Pb-Pb$ возраста. Древнее значение возраста (3.3 млрд. лет) характерно только для цирконов призматического облика, гиацинтового габитуса с тонкими зональными ядрами. Для цирконов, представленных округлыми и прозрачными зернами метаморфогенного генезиса, получены значения возраста около 2 млрд. лет. Промежуточные значения возраста получены по цирконам желтоватого оттенка разной морфологии. Их не удается однозначно объяснить, так как в смеси всегда присутствуют молодые цирконы. $U-Pb$ датирование цирконов I генерации подтвердило их древний возраст (Левченков и др., 1985).

Впервые для цирконов алданского докембрия получены надежные цифры возраста, превышающие 3.4 млрд. лет. Еще до 1984 г. эти образования геохронологически относили к протерозою (Шербак, Бибикова, 1984); $Pb-Pb$ датирование алданского этапа (I и II циклы) развития по цирконам было выполнено также для основных кристаллосланцев Олекмо-Курультино-Зверевской зоны (оломоkitский и курультинский блоки верхнеархейского Олекмо-Станового складчатого пояса) и «серых» гнейсов олекминского инфракомплекса (Морозова и др., 1986). Места отбора проб и соответственно масштабы предварительного $Pb-Pb$ датирования видны на рис. 2 и 3. Цифры возрастов, превышающие 3.2 млрд. лет, обнаружены только для двух образцов основных кристаллосланцев из курультинского комплекса. Они подтверждены $U-Pb$ изохронным методом.

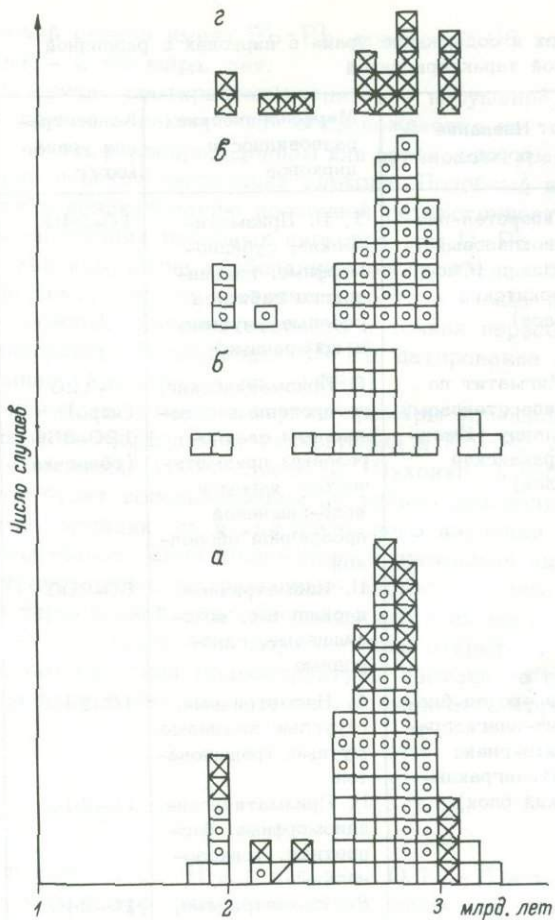


Рис. 3. Гистограмма $Pb-Pb$ значений возраста цирконов из пород Олекминской складчатой области.

а - общая гистограмма; б, в, г - курультинский, олекминский, олондино-борсалинский комплексы.

протерозойское время и сопровождалось только выносом свинца.

Иначе представляется эволюция $U-Pb$ системы цирконов из объединенных образцов 0533-0534, для которых выделены две типоморфные разновидности. Одна из них (II) представлена изометричными, ярко-вишневыми зернами с гомогенным распределением урана при концентрации 60-600. Другая (I) представлена зернами призматическими, гетерогенными. Светло-розовое призматическое ядро характеризуется низкими концентрациями урана 10-120 мкг/г, а оболочка, прозрачная, вишневая - большими концентрациями, аналогичными тем, которые обнаружены во II разновидности циркона.

Pb-Pb возраст и содержание урана в цирконах с различной морфологической характеристикой

Номер образца	Название породы	Морфологические разновидности цирконов	Концентрация урана, мкг/г	Pb-Pb возраст, * млн. лет
Б-396-6	Гиперстен-плагиоклазовый сланец (Оломокитский блок)	I, II. Призматические, субидiomорфные, гиацинтового габитуса розовые (мутные и прозрачные)	10-240	3180 \pm 70
0533-0534	Мигматит по гиперстеновому сланцу (Иманграканский блок)	I. Призматические, гетерогенные с зональным светло-розовым призматическим ядром и ярко-вишневой прозрачной оболочкой	10-120 (ядро); 120-360 (оболочка)	3060 \pm 60
		II. Изометричные и овальные, ярко-вишневые, однородные	60-600	2880 \pm 70
528	Гиперстен-биотит-плаггиогранито-гнейс (Иманграканский блок)	I. Изометричные, округлые, вишневые, мутные, трещиноватые	10-240	2510 \pm 160
		II. Призматические, идиоморфные, бесцветные, тонкозональные	10-240	1870 \pm 100
		III. Изометричные, многоплоскостные, прозрачные	10-240	1780 \pm 160
707ю	То же	I. Округлые и овальные, однородные, розового цвета	10-240	2620 \pm 30
		II. Округлые многоплоскостные	10-240	2530 \pm 50
		III. Призматические гиацинтового габитуса, розовато-коричневые	10-240	2450 \pm 60

* Приведена внутренняя аналитическая ошибка единичных измерений.

Призматический циркон имеет $Pb-Pb$ возраст 3.06 млрд. лет, а изометричный — 2.88 млрд. лет.

В данном случае посткристаллизационное нарушение $U-Pb$ системы носит другой характер. Оно сопровождается не только выносом свинца, но и перераспределением или привносом урана в процессе химической перекристаллизации циркона. Подобный процесс может привести к возникновению изотопной гетерогенности внутри зерен, и использование подобных цирконов при $U-Pb$ датировании опасно, так как нарушение требований модели Аренса-Везерилла относительно гомогенности изотопного состава может приводить к получению ложных значений возраста в точках пересечения дискордии с конкордией. Последующее $U-Pb$ датирование образцов это подтвердило (Морозова и др., 1986).

Можно привести и многие другие примеры успешного использования данных по морфологии, радиографии и $Pb-Pb$ датированию для изучения эволюции $U-Pb$ системы (Чухонин, 1985). В дальнейшем метод будет использоваться не только для получения предварительной информации, но и для локального изучения изотопной структуры кристаллов. Если ионно-ионный изотопный анализ выявляет пространственное распределение изотопов свинца в цирконе, то в методе термоионной эмиссии проявляется их энергетическое распределение. Сочетание этих двух методик открывает определенные перспективы изучения микроструктуры изотопного состава не только свинца в цирконах, но и других элементов в породах и минералах.

Л и т е р а т у р а

Акиншин П.А., Никитин О.Т., Панченков Г.М. Новый эффективный эмиттер ионов для определения изотопного состава свинца. — *Геохимия*, 1957, № 5, с. 612-614.

Другова Г.М., Чухонин А.П., Морозова И.М. и др. Древнейшие толщи Алданского щита. — *Сов. геология*, 1984, № 11, с. 82-89.

Заславский В.Г., Левский Л.К., Мурин Н.Н. Изотопный состав лития, калия, рубидия, стронция в лунном грунте. — В кн.: *Лунный грунт из моря Изобилия*. М., 1974, с. 363-365.

Зыков С.И., Ступникова Н.И. Изотопный анализ свинца без предварительной химической подготовки минерала. — *Геохимия*, 1957, № 5, с. 614-616.

Левский Л.К., Мурин А.Н., Заславский В.Г. Применение термоионной эмиссии при изотопном анализе свинца и лития. — *Геохимия*, 1969, № 6, с. 751-756.

Левский Л.К., Мурин А.Н., Заславский В.Г. Изотопный состав лития в урановых минералах. — *Атом. энергия*, 1970, т. 28, вып. 4, с. 349-350.

Левченков О.А., Морозова И.М., Другова Г.М. и др. Изотопное датирование полиметаморфических образований Олекминской складчатой области и фундамента Алданского шита. - В кн.: Проблемы изотопного датирования процессов метаморфизма и метасоматоза. М., 1985, с. 30-31.

Макеев А.Ф., Левченков О.А., Овчинникова Г.В. Изучение миграции свинца и урана в цирконах методом дифференциального растворения. - Радиохимия, 1978, т. 20, № 3, с. 439-445.

Морозова И.М., Алферовский А.А., Петров Г.Н., Крылов И.Н. Применение метода термоионной эмиссии для измерения изотопного состава стронция. - Геохимия, 1976, № 1, с. 66-75.

Морозова И.М., Левченков О.А., Другова Г.М. и др. Миграция изотопов и проблема датирования древнейших пород по цирконам. - В кн.: Геохронология и геохимия изотопов. Л., 1987, с. 5-28..

Сумин Л.В. Новый термоизохронный метод радиологического датирования по цирконам. - Докл. АН СССР, 1982, т. 263, № 4, с. 959-964.

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

Чухонин А.П. Комплексное исследование цирконов для выявления неискаженной изотопной информации. - В кн.: Современные данные изотопной геохимии и космохимии. Л., 1985, с. 103-116.

Шербак Н.П., Бибикова Е.В. Проблемы стратиграфии и изотопной геохронологии раннего докембрия Украинского, Балтийского и Алданского шитов. - Геол. журн., 1984, т. 44, № 3, с. 85-100.

А.Н. Комаров

ОБЛАСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ТРЕКОВОГО МЕТОДА ДАТИРОВАНИЯ

Как известно, метод основан на использовании следов ²³⁸U - треков, оставляемых в минералах осколками спонтанного деления (Флейшер и др., 1981). Применимость метода в значительной степени определяется сохранностью треков осколков спонтанного деления урана в течение геологической истории минералов. Условия стабильности и отжига треков достаточно хорошо изучены экспериментально и подтверждены наблюдениями в глубоких скважинах.

Сохранность треков значительно уступает сохранности радиогенных изотопов стронция и свинца и уступает, но в некоторых случаях равна сохранности радиогенного аргона в ряде минералов. Так,

пороговая температура сохранности треков при скорости охлаждения $10^{\circ}\text{C}/\text{млн. лет}$ в апатите $\sim 100^{\circ}\text{C}$, цирконе $\sim 175\text{--}220^{\circ}\text{C}$, сфене $\sim 250^{\circ}\text{C}$. Пороговая температура сохранности аргона в аналогичных условиях для роговой обманки $\sim 500^{\circ}\text{C}$, плагиоклаза $\sim 250^{\circ}\text{C}$, биотита $\sim 220^{\circ}\text{C}$, микропертита $\sim 160^{\circ}\text{C}$.

Эти данные свидетельствуют о том, что в породах докембрийского возраста, со сложной историей и находившихся в земной коре на глубине нескольких километров, значительная часть треков потеряна или они даже и не накапливались в минералах с момента их образования. Поэтому основными объектами приложения метода треков являются в основном кайнозойские и мезозойские образования, не погружавшиеся значительно в земную кору и не испытывавшие сильных термических воздействий. Однако и для древних метаморфизованных пород метод может дать ценную информацию о температурно-временных условиях их существования и в конечном счете об амплитуде, скорости и времени последних тектонических движений. Метод позволяет датировать и минералы, испытывавшие частичный отжиг. Величину такого отжига и соответствующую коррекцию возрастных значений устанавливают по параметрам самих треков.

Основные погрешности метода связаны с определением количества треков спонтанного и индуцированного деления урана и интенсивности нейтронного облучения минерала. Введение поправки на отжиг треков также несколько увеличивает ошибку определения. В лучшем случае погрешность определения возраста составляет 4–8%, однако для очень молодых образцов эта величина может быть значительно выше из-за статистически малого количества спонтанных треков. Примером служит определение возраста вулканических стекол (*glass shards*) из вулканогенно-осадочных образований Италии (Arias et al., 1981). Полученные значения возраста приведены в табл. 1 с теми исходными данными, которые принято публиковать. Ошибки более 10% целиком обусловлены малым числом сосчитанных спонтанных треков. При дополнительных затратах труда на подсчеты ошибки могут быть уменьшены. К сожалению, константа скорости спонтанного деления урана не определена до сих пор однозначно и два значения, принимаемые разными группами исследователей, различаются на 17%. В связи с этим рекомендуется использовать возрастные стандарты, т.е. образцы, надежно датированные другими геохронологическими методами. В целом ряде работ проведено одновременное датирование образцов методом треков и калий-аргоновым, которое показало, что результаты по двум методам редко различаются более чем на 10%.

Судя по опубликованным результатам, чаще всего методом треков датируют вулканические породы с возрастом от десятков тысяч до десятков миллионов лет: базальты, кислые кристаллические вулканы, пеплы, туфы, пемзы, обсидианы (Ганзэй, 1983). Применение метода треков как второго метода определения абсолютного возраста молодых вулканических образований после калий-аргонового дает возможность повысить надежность возрастных определений и критически оценивать результаты, получаемые по калий-арго-

Т а б л и ц а 1

Возраст вулканических стекол Италии, определенный методом треков (Arias et al., 1981)

Район	Спонтанные треки	Индукцированные треки	Нейтронный поток, 10^{15} нейтр./см ²	Редукция размеров спонтанных треков	Возраст, млн. лет	
	10^3 см ⁻²				измеренный	скорректированный ($\pm 1\sigma$)
Monte Amiata	1.39 (176)	555 (1398)	} 2.11 (3200)	0.85	0.33	0.42 \pm 0.05
	0.76 (72)	271 (1947)		~ 1	-	0.36 \pm 0.04
Vallericca	1.80 (102)	66 (1084)	0.82 (2000)	0.78	1.38	2.13 \pm 0.27
	2.20 (68)	350 (713)	5.24 (2300)	~ 1	-	2.03 \pm 0.26
Marco Simone	3.38 (227)	487 (1121)	} 5.24 (2300)	0.73	2.24	3.32 \pm 0.30
	2.13 (126)	216 (586)		~ 1	-	3.18 \pm 0.31
S. Vincenzo	16.35 (512)	216 (786)	} 0.82 (2000)	0.86	3.84	4.96 \pm 0.37
	14.70 (500)	142 (751)		~ 1	-	5.23 \pm 0.31
S. Maria	3.67 (100)	184 (544)	2.25 (1800)	0.63	2.77	6.16 \pm 0.84
	5.01 (115)	265 (631)	5.24 (2300)	~ 1	-	6.12 \pm 0.62
Tripoli di Contigngo	11.40 (759)	586 (3914)	} 8.80 (2100)	0.61	10.66	24.22 \pm 1.54
	12.90 (436)	312 (1402)		~ 1	-	22.65 \pm 1.25

П р и м е ч а н и е. Возраст каждого образца скорректирован по размеру треков и методом «плато». В скобках - число сосчитанных треков.

новому методу, особенно в случае избыточного аргона. Примером является датирование морских базальтов (Комаров, Крылов, 1977). В глубоководных базальтах высокое гидростатическое давление часто препятствует полной дегазации накопленного ранее радиогенного аргона. В других случаях подводное выветривание и гидротермальное изменение базальтов приводит к значительному привносу калия. В такой ситуации датирование по трекам является более надежным (Selo, Storzer, 1981). Аналогичным образом метод треков позволяет контролировать применение $K-Ar$ метода для импактитов, содержащих плохо дегазированные участки (Комаров, Райхлин, 1976).

Интересным образом обнаружили завышение $K-Ar$ данных за счет избыточного аргона Брайант и др. (Briant et al., 1981) при датировании пород в районе Парк-Брекенридж (Колорадо). Здесь для вулканических туфов получены одинаковые (в пределах погрешностей) значения возраста как $K-Ar$ методом по биотиту, так и методом треков по акцессорным минералам (табл. 2). Однако для интрузивных монзонит-порфиров значения $K-Ar$ возраста по биотиту заметно выше трековых значений по акцессорным минералам. Это различие нельзя объяснить отжигом треков в акцессорных минералах во время медленного охлаждения интрузий или в результате наложенного прогрева. В этом случае наблюдалась бы следующая последовательность минералов в порядке уменьшения возраста, обусловленная их устойчивостью к отжигу: биотит, сфен, циркон, апатит. Эта последовательность не соблюдается. Различие не может быть вызвано и систематическими ошибками в одном из методов, так как группа Брайанта для многих других объектов получала согласующиеся значения возраста по двум методам. Наиболее вероятное объяснение удрежнения $K-Ar$ возраста по биотиту – наличие избыточного радиогенного аргона. Следует отметить, что обр. 466 (см. табл. 2) взят из докембрийских пород в экзоконтакте монзонит-порфиров. Трековый возраст циркона из этого образца равен возрасту интрузии, так как все ранее накопленные в нем треки были отожжены.

При датировании вулканических образований $K-Ar$ методом часто приходится считаться с примесью терригенной компоненты, присутствие которой, как правило, завышает получаемые значения возраста. Датирование методом треков единичных зерен акцессорных минералов дает возможность установить примесь такой компоненты и определить время образования вулканического материала. Так, Турнер и др. (Turner et al., 1980) в своей работе, посвященной датированию пепловых прослоев в угольных пластах Аляски, определили возраст акцессорных минералов из тех же образцов, откуда выделили роговую обманку и плагиоклаз для $K-Ar$ датирования. Возраст по трекам, закономерно увеличивающийся по разрезу от 4,9 до 8,8 млн. лет, дал возможность в одних случаях подтвердить $K-Ar$ датировки, в других – отвергнуть их как завышенные (табл. 3). Характерно, что в ряде проб с завышенными $K-Ar$ возрастными значениями были обнаружены и значительно

Т а б л и ц а 2

Возраст пород района Парк-Брекенридж (Колорадо)
(Briant et al., 1981)

Номер обнажения	Возраст, млн. лет ($\pm 2\sigma$)		Датируемый по трекам минерал
	K-Ar по био- титу	метод треков	
Интрузивные монзонит-порфиры			
223	44.8 \pm 1.5	35.1 \pm 3.6	Циркон
	43.1 \pm 1.0	-	-
	44.0 \pm 1.0	-	-
222	50.6 \pm 1.7	38.3 \pm 1.8	Циркон
	45.5 \pm 1.1	36.6 \pm 2.0	"
	49.1 \pm 1.2	36.2 \pm 1.6	"
466*	-	38.2 \pm 1.8	"
74	44.0 \pm 1.5	40.4 \pm 1.7	Сфен
		37.9 \pm 1.6	Циркон
		42.7 \pm 8.2	Апатит
		39.9 \pm 2.0	Сфен
Вулканические туфы			
1-75	56.3 \pm 1.3	55.5 \pm 2.7	Циркон
		66.5 \pm 11.6	Апатит
150	59.7 \pm 2.0	54.7 \pm 4.8	Циркон
		66.4 \pm 1.2	Апатит
444	65.5 \pm 1.6	64.1 \pm 3.7	Циркон
		59.3 \pm 8.1	Апатит
325	-	60.9 \pm 3.2	Циркон
		63.3 \pm 8.5	Апатит

* Докембрийская порода из экзоконтакта монзонит-порфиров.

более древние (по методу треков) зерна аксессуарных минералов. Это свидетельствует о примеси детритового материала в вулканических прослоях. Определение абсолютного возраста угленосных отложений, плохо охарактеризованных палеонтологически, дало возможность в приведенном примере хронологически и стратиграфически скоррелировать их с аналогичными образованиями как на Аляске, так и в других частях Земли, что немаловажно для оценки угольных ресурсов этого района.

В некоторых случаях вулканический материал содержит большое количество терригенного, или точнее сказать, вулканического материала предыдущих эпох извержения, как, например, туфы с полуострова Ога, Япония. Возраст единичных зерен цирконов из этих пород, определенный методом треков, образует, по данным Нишимуры (Nishimura, 1981), широкий спектр возрастных значений (рис. 1).

Т а б л и ц а 3

Возраст пепловых прослоев в угольных отложениях
на Аляске у залива Качимак (Turner et al., 1980)

Номер образца	K-Ar возраст по плагиоклазу, млн. лет ($\pm 2\sigma$)	Возраст по трекам по циркону, млн. лет ($\pm 2\sigma$)
Ярус Clamgulchian		
DT-75-208	$4.2 \pm 1.4^*$	
DT75-207	(7.6 ± 0.6)	4.9 ± 0.8 (≈ 5.0)
DT75-206	(8.4 ± 0.7)	5.6 ± 0.9 (34.0)
625-77-1	6.9 ± 0.5	
DT-75-2096	(8.7 ± 0.7)	
DT-75-212	(31.2 ± 1.8)	
DT75-211	(12.9 ± 1.0)	5.4 ± 0.6 (17.1)
DT75-210	7.2 ± 0.6	
722-73-4	8.1 ± 0.8	7.6 ± 0.7
Ярус Homerian		
DT75-203	8.8 ± 0.9	8.1 ± 1.0
721-73-1	11.3 ± 0.7	8.8 ± 1.0

* K-Ar возраст по роговой обманке 4.7 ± 0.5 млн. лет.

Примечание. Образцы расположены последовательно по разрезу. В скобках - значения, завышенные за счет примеси терригенного материала.

В этом случае лишь наиболее молодые значения соответствуют времени образования этих туфов. В подобной ситуации при датировании по апатиту, отдельные зерна которого содержат мало спонтанных треков, возникают трудности в выделении групп разновозрастных зерен при довольно больших погрешностях для каждого зерна. Для решения этой задачи Кошкиным (Кошкин, Кашкаров, 1982) был предложен математический аппарат, применение которого позволило получить неискаженные возрастные значения для неоген-четвертичных образований.

То, что для определения возраста по методу треков требуется очень небольшое количество минерала, дает возможность датировать скудную вулканическую компоненту. Примерами являются попытки датировать прослой вулканического пепла во льдах Антарктиды (Seward et al., 1980) и определение возраста микротектитов из керна осадков Карибского моря (Glass et al., 1973). В последнем случае общая масса микротектитов в пробе составила 0.5 мг. Однако для определений на очень малом количестве вещества требуются значительные затраты рабочего времени.

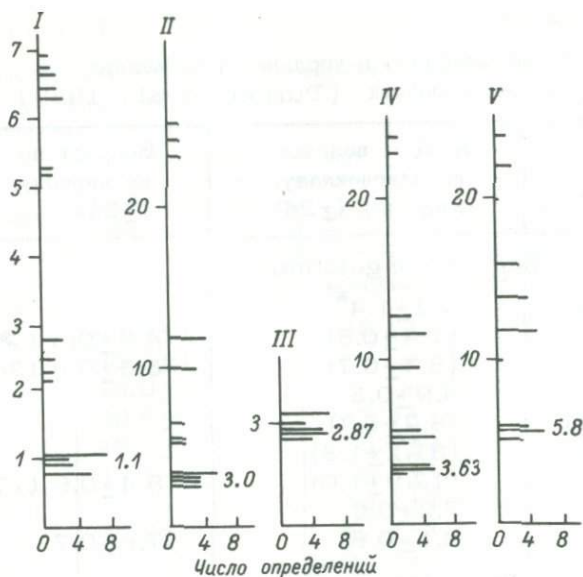


Рис. 1. Гистограмма значений трекового возраста отдельных зерен циркона из туфов районов Шибикава (I), Вакимото (II, III) и Фунакава (IV, V) п-ова Ога, Япония (Nishimura, 1981).

Цифры около максимумов – реальный возраст туфов.

Применение метода треков, хорошо зарекомендовавшего себя на молодых вулканических образованиях, в ряде случаев оправданно и для мезозойских объектов, не испытавших значительных термических воздействий. Чаше этим методом датировали различные интрузивы по таким наиболее хорошо сохраняющим треки минералам, как сфен и циркон. Определить возраст более древних верхнепалеозойских образований удастся уже не всегда из-за суммарного термического прогресса, полученного ими за всю геологическую историю. Исключение составляют цирконы из кимберлитов. Невысокое содержание урана и полное отсутствие метамиктности делает их особенно пригодными для метода треков. К тому же кимберлиты в ходе геологической истории после своего образования не испытывали наложенных процессов. Все это дало возможность определить возраст кимберлитов Сибирской платформы в широком диапазоне вплоть до нижнего кембрия (Комаров, Илупин, 1978). Ценность трековых датировок для кимберлитов обусловлена полным отсутствием прямых геолого-стратиграфических данных об их возрасте и малой пригодности других геохронологических методов для их датирования. Для большинства трубок Сибирской платформы определен возраст 352–387 млн. лет, что соответствует девону. Было установлено, что не все кимберлитовые поля образованы трубками одного возраста. В некоторых полях обнаружены более древние – ордо-

викские трубки (441–475 млн. лет). На севере платформы распространены верхнетриасовые кимберлиты (131–171 млн. лет) и, согласно последним определениям, верхнепермские.

Применение метода треков для датирования докембрийских метаморфических и интрузивных пород на Балтийском щите, Западной Африке и Синае по такому чувствительному к отжигу треков минералу, как апатит, привело к получению значений, меньших, чем время основных метаморфических событий. В Индии в ряде районов докембрийские образования были датированы не только по апатиту, но и по таким лучше сохраняющим треки минералам, как циркон и сфен. В частности, в Южной Индии получены значения, группирующиеся около 1300–1400 млн. лет, около 700 млн. лет и около 500 млн. лет, которые отвечают определенным этапам тектономагматической активности в этом регионе и подтверждаются другими радиометрическими методами (Nagpaul, Mehta, 1975). Однако в подобных работах не исследовано влияние глубинного прогрева на отжиг треков и соответственно на искажение возрастных значений. В связи с этим достоверность интерпретации трековых датировок в этих работах остается под вопросом. Правда, часть данных, в частности по апатиту, в этих работах определенно свидетельствует об отсутствии каких-либо геологических событий после датированного времени.

Для упомянутых выше других районов земного шара трековые датировки, хотя и были, как правило, докембрийскими, но все же более молодыми, чем последние геологические события. Тем не менее эти значения отражают состояние тектонической обстановки в постметаморфическое время, а именно время прохождения пород через определенный геотермический уровень при эпейрогенических движениях или в орогенических циклах. Определение температурно-временных зависимостей дает возможность оценить скорость охлаждения и скорость подъема пород к поверхности. Для определения последней величины необходимо знание геотермического градиента в этом районе. Использование нескольких минералов с разной пороговой температурой сохранности треков позволяет установить изменение скорости охлаждения пород во времени. Кроме того, отбор проб на разных гипсометрических уровнях дает возможность определить скорость поднятия независимым путем без привлечения величины геотермического градиента (Wagner et al., 1977). В этом случае разница между возрастными значениями означает время прохождения породой вертикального расстояния между абсолютными отметками.

Подобным же образом, используя временные значения, полученные методом треков, можно установить абсолютную или относительную скорость перемещения тектонических блоков по разломам и оценить амплитуду таких перемещений. Все эти возможности уже неоднократно были опробованы в целом ряде работ. Так, Лехтоваара (Lehtovaara, 1976) по апатиту установил разную скорость поднятия пород в посткембрийское время по сторонам разлома Раах–Ладога на Балтийском щите. Зейтлер и др. (Zeitler et al.,

1981) к северу от разлома Патан в Малых Гималаях получили следующие временные значения (млн. лет): по сфену - 50-55, циркону - 17-55, апатиту - 9-17, а к югу от разлома: по сфену - 22, по циркону - 21 и по апатиту - 17. По этим данным они рассчитали, что на севере подъем пород шел со скоростью 10 см/1000 лет от 55 до 15 млн. лет тому назад, а к югу - со скоростью 75 см/1000 лет в интервале 21-17 млн. лет. Последние 17 млн. лет оба блока поднимались с одинаковой скоростью 20 см/1000 лет. Кстати, дискордантность между возрастными значениями, полученными на минералах с разной устойчивостью трекков, позволяет судить о скорости поднятия. Так, Шарма и др. (Sharma et al., 1982) показали, что дискордантность между сфеном, цирконом и апатитом в Гималаях уменьшается к оси этой структуры, где близкие значения указывают на значительно более быстрый подъем пород, чем на флангах (рис. 2). К тому же на фланге породы были выведены к поверхности уже 23 млн. лет назад, тогда как на оси - около 9 млн. лет.

Аналогичным образом возможны температурно-временные оценки последних эпизодических термических прогревов, связанных не с тектоникой, а с процессами типа контактового метаморфизма, гидротермальной деятельности. Эти процессы по длительности, как правило, короче тектонических и в различной степени сказываются на распределении такого физического параметра трекков, как их длина, что дает возможность различать эти два вида процессов.

Если для древних метаморфических пород методом трекков фиксируется лишь время окончания последнего прогрева, то для молодых, слабо метаморфизованных толщ этим методом возможно установление времени и температурного режима метаморфизма. В последнее время интерес исследователей вызывает условия метаморфизма, приводящие к образованию нефти, которая созревает в сравнительно узком температурном интервале 90-150°C. Температурно-временные оценки этих условий выполняют с помощью метода трекков.

В ряде работ с этой целью используют детритовый материал - стекло вулканического пепла, апатит и циркон. В подобных исследованиях не ограничиваются изучением поверхностных образцов, а изучают образцы по разрезу глубоких скважин. Таким образом Бриггс и др. (Briggs et al., 1981) изучали эоцен-миоценовые песчаники полей Калифорнии. Они сравнивали распределение кажущихся возрастов детритового апатита, образовавшегося 60 млн. лет назад из скважин в двух районах разного геологического строения. При одинаковом современном геотермическом градиенте полей отжиг трекков в апатите и соответственно «нулевой» возраст зафиксирован на разных глубинах в этих двух районах (рис. 3). Это означает, что геотермический градиент в прошлом в районе Тижон был больше, чем в районе Бейсин, за счет дополнительного источника тепла. Температура и длительность прогрева здесь взаимосвязаны. Однако из других источников известно, что такой прогрев мог быть кратковременным, и, по расчетам, такой прогрев, распространяющийся снизу, оценивается в 150°C.

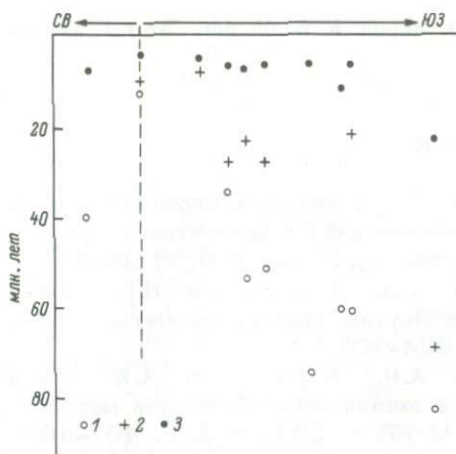
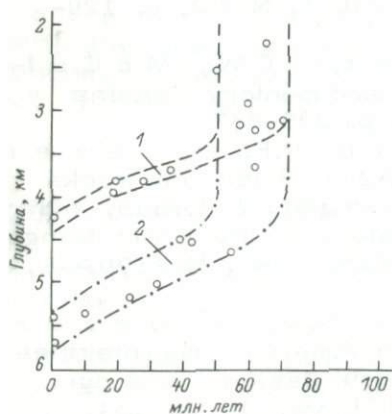


Рис. 2. Уменьшение возрастной дискордантности между различными минералами к оси структуры в Гималаях, указывающее на более быстрый подъем пород в этой области (Sharma et al., 1982).

1 - циркон; 2 - сфен; 3 - апатит.

Наконец, метод треков может оказать помощь в расшифровке природы молодых событий, нарушающих изотопную систему, при датировании метаморфических пород U-Pb методом. Нами было показано, что подобные события могут вызываться низкотемпературными процессами (Комаров и др., 1980). Событие, нарушившее изотопную систему в цирконах из ятулийских кварцевых порфиров Карелии около 270 млн. лет назад, не отразилось на треках в апатитах, кажущийся возраст которых составил около 1 млрд. лет. А это означает, что температура такого события не превышала 90°C при длительном воздействии или была несколько выше при кратковременном.



Подводя итог, следует сказать, что метод треков нашел постоянное, хотя и ограниченное применение в ряде геохронологических лабораторий и в основном применяется для датирования молодых образований и исследования термическо-

Рис. 3. Изменение кажущегося возраста апатита в песчаниках по скважинам в блоках в районах Тижон (1) и Бейсин (2) в Калифорнии (Briggs et al., 1981).

го режима горных пород в последние этапы их геологической истории.

Л и т е р а т у р а

Ганзей С.С. Особенности определения абсолютного возраста кислых вулканических стекол методом треков деления урана. - Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1983, № 6, с. 48-51.

Комаров А.Н., Илупин И.П. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные методом треков. - Геохимия, 1978, № 7, с. 1004-1014.

Комаров А.Н., Крылов А.Я. Определение геологического возраста океанических базальтов методом треков. - Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 2, с. 407-409.

Комаров А.Н., Макеев А.Ф., Левченков О.А. и др. Изучение термической истории некоторых минералов по сохранности радиационных нарушений для геохронологических целей. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 1, с. 47-53.

Комаров А.Н., Райхлин А.И. Сравнительное изучение возраста импактитов методом треков и калий-аргоновым. - Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 3, с. 673-676.

Кошкин В.Л., Кашкаров Л.Л. Методика обнаружения примесных кристаллов при определении возраста вулканических туфов по трекам деления урана. - В кн.: Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования. Киев, 1982, с. 59-60.

Флейшер Р.Л., Прайс П.Б., Уокер Р.М. Треки заряженных частиц в твердых телах/Пер. А. Комарова и Л. Левского. Ч. 2. Науки о Земле и космические исследования. М., 1981. 264 с.

A r i a s C., B i g a z z i G., B o n a d o n n a F.P. Size corrections and plateau age in glass shards. - Nucl. Tracks, 1981, vol. 5, N 1/2, p. 129-136.

B r i g g s N.D., N a e s e r C.W., M c C u l l o h. Thermal history of sedimentary basins : by fission-track dating. - Ibid., p. 235-237.

B r y a n t B., M a r v i n R.F., N a e s e r C.W., M e h n e r t H.H. Ages of igneous rocks in the south Park-Breckenridge region, Colorado, and their relation to the tectonic history of the Front Range uplift. - U.S.Geol. Surv. Prof. Pap., 1981, N 1199A-E, p. 15-36.

G l a s s B.P., B a k e r R.N., S t o r z e r D., W a g n e r G.A. North American microtektites from the Carriibbean Sea and their fission track age. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, vol. 19, p. 184.

Lehtovaa J. Apatite fission track dating of Finnish precambrian intrusives. - Ann. Acad. sci. fenn., 1976., ser. AIII, N 117, p. 1-94.

Nagpaul K.K., Mehta P.P. Cooling history of South India as revealed by fission-track studies. - Amer. J. Sci., 1975, vol. 275, N 7, p. 753-762.

Nishimura S. On the fission-track dating of tuffs and volcanic ashes. - Nucl. Tracks, 1981, vol. 5, N 1/2, p. 157-167.

Selo M., Storz D. Uranium distribution and age pattern of some deep-sea basalts from the Entrecasteaux area, southwestern Pacific: a fission-tracks analysis. - Ibid., p. 137-145.

Seward D., Kyle Ph.R., LeMasurier W.E. Fission track ages of Marie Byrd Land volcanic rocks. - U.S. Antarct. J., 1980, vol. 15, N 5, p. 19.

Sharma K.K., Bal K.D., Nagpaul K.K. Fission track evidence for phased evolution of the Himalayan tectogen. - In: Abstr. Fifth Intern. conf. geochronology, cosmochronology and isotope geology. Nikko (Japan), 1982, p. 30-34.

Turner D.L., Triplehorn D.M., Naeser C.W., Wokfe J.A. Radiometric dating of ash partings in Alaskan coal beds and upper Tertiary paleobotanical stages. - Geology, 1980, vol. 8, N 2, p. 92-96.

Wagner G.A., Reimer G.M., 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. Ist. geol. e mineral. Univ. Padova, 1977, vol. 30, p. 1-28.

Zeitler P.K., Tahirkheli R., Naeser W. Uplift of the Lesser Himalayas, North Pakistan, as inferred from fission-track ages of sphene, epidote, and zircon. - Nucl. Tracks, 1981, vol. 5, N 1/2, p. 252.

Ю.В. Амелин, Л.К. Левский

Sm-Nd ГЕОХРОНОЛОГИЯ: ВОЗМОЖНОСТИ И ОГРАНИЧЕНИЯ

В последнее десятилетие Sm-Nd изотопно-геохронологический метод получил широкое распространение и вошел в геологическую практику наряду с традиционными K-Ar, U-Pb и Rb-Sr методами. За это время выполнены сотни работ по датированию геоло-

гических объектов $Sm-Nd$ методом и еще большее число работ по изотопной геохимии неодима. Однако существуют различные, часто противоречивые суждения о возможностях этого метода.

$Sm-Nd$ метод основан на α -распаде ^{147}Sm :



Принятое в настоящее время значение постоянной распада $\lambda = 6.54 \cdot 10^{-12} \text{ лет}^{-1}$. Согласно закону радиоактивного распада накопление радиогенного ^{143}Nd можно описать уравнением

$$^{143}Nd(T) = ^{143}Nd(0) + ^{147}Sm(e^{\lambda T} - 1), \quad (2)$$

где $^{143}Nd(T)$ - количество атомов ^{143}Nd в момент T ; ^{147}Sm - количество атомов ^{147}Sm в момент T ; $^{143}Nd(0)$ - количество атомов ^{143}Nd в момент начала отсчета времени. Разделив каждый член уравнения (2) на постоянное число атомов нерадиогенного изотопа, например ^{144}Nd , получим:

$$\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)(T) = \left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)(0) + \left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd}\right)(e^{\lambda T} - 1). \quad (3)$$

Легко видеть, что для серии когенетических образцов пород или минералов, имеющих одинаковое первичное отношение $(^{143}Nd/^{144}Nd)(0)$, уравнение (3) описывает изохронную модель, совершенно аналогичную модели, предложенной Николайсеном для $Rb-Sr$ системы (Nicolaysen, 1961) (рис. 1). Возраст пород в этом случае может быть определен по уравнению

$$T = \frac{1}{\lambda} \ln(1 + tg \alpha). \quad (4)$$

Аналогично можно показать, что весь математический аппарат, разработанный для $Rb-Sr$ метода, может быть применен и к $Sm-Nd$ методу.

Наряду с изохронными определениями возраста в $Sm-Nd$ геохронологии находят применение так называемые «модельные возрасты» (De Paolo, Wasserburg, 1976), несущие информацию о докристаллизационной истории пород. Рассмотрим эволюцию изотопного состава Nd в замкнутом относительно Sm и Nd однородном резервуаре (UR - uniform reservoir) (рис. 2). Обозначим изотопное отношение $^{143}Nd/^{144}Nd$ в момент образования UR $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{UR(NAC)}$. Эволюция изотопного состава Nd в UR описывается уравнением

$$\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{UR(T)} = \left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{UR(NAC)} + \left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd}\right)_{UR}(e^{\lambda T} - 1) \quad (5)$$

или, если двигаться от настоящего к прошлому,

$$\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{UR(T)} = \left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{UR(0)} - \left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd}\right)_{UR}(e^{\lambda T} - 1), \quad (6)$$

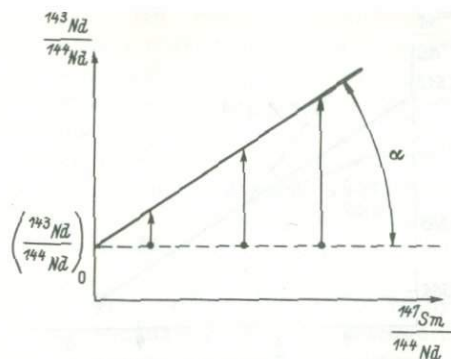


Рис. 1. Эволюционная Sm-Nd диаграмма (схема).

где $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{UR}(0)}$ - современное изотопное отношение Nd.

Предположим, что в момент T_1 от исходного UR отделился вторичный резервуар с другим Sm/Nd отношением. Изменение отношения Sm/Nd характеризуется коэффициентом обогащения f рассматриваемого образца относительно UR :

$$f_{\text{Sm/Nd}} = \left[\frac{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{обп}}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{UR}}} - 1 \right]. \quad (7)$$

Изменение отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ во вторичном резервуаре будет происходить по другому пути, в зависимости от величины f , пока не достигнет современного значения. Мы можем измерить это отношение и сравнить его с $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{UR}(0)}$. Смещение изотопного состава Nd относительно UR принято выражать величиной ϵ_{Nd} :

$$\epsilon_{\text{Nd}(0)} = \left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{обп}}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{UR}(0)}} - 1 \right] \cdot 10^4. \quad (8)$$

Измерив в образце породы отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, мы можем по уравнению, аналогичному (6), построить линию эволюции изотопного состава Nd и, проведя ее до пересечения с линией эволюции Nd в UR, найти время отделения вторичного резервуара от UR :

$$T_m \equiv T_{\text{UR}}^{\text{Nd}} = \frac{1}{\lambda} \ln \left[1 + \frac{\epsilon_{\text{Nd}(0)} (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{UR}(0)} \cdot 10^{-4}}{f_{\text{Sm/Nd}} (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{UR}(0)}} \right]. \quad (9)$$

Полученное значение принято называть модельным возрастом.

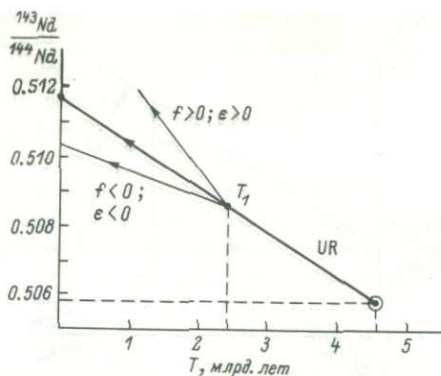


Рис. 2. Эволюция изотопного состава Nd в UR и вторичных резервуарах.

Рассмотрение химических и геохимических свойств Sm и Nd дало основание полагать, что $Sm-Nd$ метод будет иметь следующие важные особенности по сравнению с $Rb-Sr$ и другими изотопно-геохронологическими методами.

1. Как показали геохимические исследования (Балашов, 1976), редкоземельные элементы, в том числе Sm и Nd , обладают сравнительно малой способностью к миграции в процессах метаморфизма; следовательно, можно ожидать, что в таких процессах будут сохраняться как Sm/Nd отношения, сложившиеся при формировании породы, так и соответствующее распределение радиогенного Nd . Иными словами, будет сохраняться возрастная информация.

2. Близость свойств Sm и Nd также способствует сохранению существующих Sm/Nd отношений.

3. Sm и Nd достаточно распространены в породах различного состава и происхождения. Содержание Nd в ультраосновных породах составляет от 0.1 до 2.5 г/т, самария - в среднем в 4-5 раз меньше; в других породах содержание Sm и Nd более высокое (Балашов, 1976). Чувствительность современных масс-спектрометров позволяет проводить прецизионный изотопный анализ Sm и Nd из количеств порядка 10^{-7} - 10^{-6} г. Таким образом, для анализа требуются сотни миллиграммов (в наихудшем случае - 1-2 г) пород или породообразующих минералов.

4. Редкоземельные элементы - уникальный пример семейства элементов с плавно меняющимися химическими и геохимическими свойствами, причем сходство соседних элементов чрезвычайно велико, а поведение крайних членов ряда различается уже довольно сильно. Изучение распределения РЗЭ может оказать большую помощь на всех этапах геохронологической работы - от отбора образцов для датирования до интерпретации полученных результатов. К сожалению, в $Sm-Nd$ геохронологии эта возможность пока мало используется.

Близость свойств Sm и Nd имеет и отрицательную сторону – необходимость применения сложных химических процедур выделения этих элементов для изотопного анализа. Обычно после разложения образца фтористоводородной кислотой следуют два этапа хроматографического разделения.

1. Выделение суммы редкоземельных элементов (группы церия) на колонке с катионитом при использовании в качестве элюента растворов HCl или HNO_3 . На этом же этапе выделяют чистые препараты Rb и Sr (если параллельно выполняются Rb-Sr определения).

2. Выделение чистых препаратов Sm и Nd требует применения наиболее тонких аналитических методов – ионообменной хроматографии с использованием комплексообразующего элюента (De Paolo, Wasserburg, 1976; Lugmair et al., 1975; Nakamura et al., 1976; Jahn et al., 1980) или экстрационной хроматографии на высокоселективном экстрагенте (Richard et al., 1976; Журавлев и др., 1983). Оба эти метода требуют тщательного соблюдения ряда условий: стабильности температуры, точной установки концентраций элюирующих растворов, строгой стандартизации приемов работы. При этом необходимо, чтобы при подготовке проб и на всех этапах химической обработки удовлетворялись требования чистоты, которые в Sm-Nd методе столь же высоки, как в U-Pb и Rb-Sr методах (обычный уровень холостого опыта составляет 0.05–1 нг для Nd и 0.01–0.2 нг для Sm).

Другим следствием близости свойств Sm и Nd являются малый диапазон природных вариаций Sm/Nd отношения, что обуславливает необходимость определения концентраций Sm и Nd с точностью не хуже 0.1–0.2%. Такую точность анализа следовых количеств элементов может обеспечить только масс-спектрометрический метод изотопного разбавления с учетом изотопного фракционирования (метод двойного изотопного разбавления) при условии наиболее полного и строгого анализа и учета погрешностей и поиска в каждом случае оптимальных условий разбавления, что требует предварительного определения концентраций.

Наиболее сложную техническую проблему Sm-Nd метода представляет, однако, изотопный анализ неодима. Малая скорость распада ^{147}Sm в сочетании с небольшими Sm/Nd отношениями и значительной распространенностью нерадиогенного ^{143}Nd приводят к тому, что природные вариации отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ весьма малы. Так, при хондритовом отношении $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ (Jacobsen, Wasserburg, 1980) изотопное отношение увеличивается за 4.6 млрд. лет на 1.2% (Журавлев и др., 1983), а в большинстве геохронологических исследований диапазон вариаций отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ составляет несколько десятых процента. Поэтому измерение изотопного состава Nd с точностью хуже 0.01% просто лишено смысла.

Таким образом, среди проблем Sm-Nd метода первой формулируем методическую проблему: необходимость разработки надежной, достаточно простой и высококачественной методики выделения Sm

и Nd, определения их содержания с точностью не хуже 0.2% и изотопного анализа Nd с точностью не хуже 0.01%.

Первым успешным применением Sm-Nd метода стало датирование базальтового ахондрита Juvinas, выполненное в Калифорнийском университете Сан-Диего (Lugmair, 1974). Для этого метеорита была построена внутренняя изохрона, отвечающая возрасту 4.56 ± 0.08 млрд. лет, что очень хорошо согласуется с результатами Rb-Sr метода.

В последующие 2-3 года появился ряд работ, посвященных изучению Sm-Nd систем в метеоритах и лунных породах (достаточно полный обзор работ по Sm-Nd геохронологии Луны приведен в работе (Карпенко, 1980)). Не пересказывая содержания оригинальных работ и упомянутого обзора, отметим, что в большинстве случаев наблюдается хорошее согласие между результатами различных методов, из которых наряду с Sm-Nd наиболее широко использовались K-Ar, $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ и Rb-Sr методы. Резкое расхождение результатов Sm-Nd и Rb-Sr изохронных методов для троктолита (проба 76535) (Lugmair et al., 1976) не находит пока удовлетворительного объяснения. В то же время преимущества Sm-Nd метода по сравнению с Rb-Sr проявились при датировании серий образцов с низкими содержаниями Rb и Sr (например, высококальциевые базальты 10072 из коллекции «Аполлона-11») и в особенности образцов с очень низкими Rb/Sr отношениями (микробаббро 24170 из коллекции «Луны-24»), для которых получены следующие значения возраста: Sm-Nd изохронный метод - 3.30 ± 0.07 , $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ метод - 3.30 ± 0.04 , Rb-Sr изохронный метод - 3.70 ± 0.60 млрд. лет (Карпенко, 1980).

В 1976-1977 гг. появились первые работы по Sm-Nd геохронологии земных объектов. В эти же годы значительно возрос интерес к наиболее ранним этапам истории Земли, поэтому новый геохронологический метод, хорошо зарекомендовавший себя на космических объектах, был применен к датированию древнейших архейских объектов. Считается, что для древнейших пород Земли наиболее характерны два вида образований, имеющих определенные отличительные геологические и геохимические черты (Бибикова, 1983): 1) формации с преобладанием высокометаморфизованных гнейсов и мигматитов, так называемые «серые гнейсы»; 2) формации гранит-зеленокаменных поясов. Sm-Nd методом датировалось довольно большое число объектов обоих указанных типов, причем получены как изохронные, так и «модельные» датировки. Sm-Nd «модельные» возрасты, применяемые в последнее время довольно часто, имеют в ряде случаев значения, хорошо согласующиеся с U-Pb определениями по цирконам (например, для гранито-гнейсов западного гнейсового комплекса блока Йилгарн, Западная Австралия) получено: $T_{\text{Zr}}^{\text{Pb}} = 3630 \pm 4$ млн. лет, $T_{\text{m}}^{\text{Nd}} = 3630$ и 3510 млн. лет (Пейдж и др., 1984). Сравнительно легко получаемые Sm-Nd «модельные» датировки можно с успехом использовать для геохронологического изучения значительных площадей по интересующим профилям (рис. 3) (Fletcher et al., 1983). Получены совпадающие значения Sm-

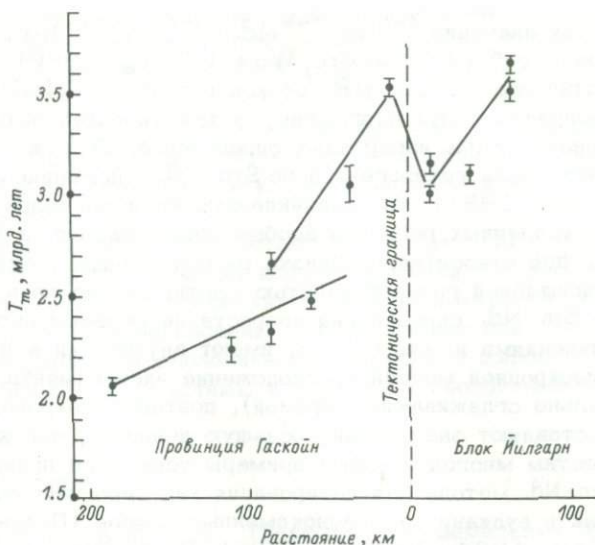


Рис. 3. Sm-Nd «модельные» возрасты пород протерозойской провинции Гаскойн и западного гнейсового комплекса блока Йилгарн, Западная Австралия (Fletcher et al., 1983).

Nd изохронных и «модельных» возрастов даже для пород, преобразованных в условиях метаморфизма гранулитовой и высоких ступеней амфиболитовой фации, когда были зафиксированы нарушения Rb-Sr и Pb изотопных систем в образцах породы в целом (Jacobsen, Wasserburg, 1978).

Однако, используя «модельные» датировки, необходимо всегда помнить об их принципиальных ограничениях, вытекающих из определения «модельного возраста».

1. Процедура нахождения T_m подразумевает простейшую модель эволюции Sm-Nd изотопной системы (UR - вторичный резервуар), что во многих случаях заведомо неправомерно. Попытка интерпретации «модельных» Sm-Nd возрастов для объектов с более сложной геологической историей приводит к необходимости привлечения ряда произвольных допущений и к неоднозначности результата (McCulloch, Black, 1984).

2. Точность определения T_m обычно оценивается по экспериментальной погрешности определения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, т.е. предполагаются идеальное соответствие модели и точно известные параметры UR. Таким образом, дается минимальная оценка погрешности, часто заниженная. Точность определения T_m зависит также от величины f : если степень фракционирования мала, то T_m определяется с очень большой ошибкой.

3. Значение T_m в большой мере зависит от выбора параметров UR. Поскольку химический состав Земли в целом или ее силикатной части оценить пока невозможно, в качестве Sm-Nd параметров

UR принимаются значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, полученные для хондритов* (Jacobsen, Wasserburg, 1980). В случае отличия истинного состава UR от хондритового (CHUR) «модельные» возрасты будут отягощены систематической ошибкой относительно независимых изохронных определений. Если же древняя мантия Земли была гетерогенной по Sm-Nd отношению (McCulloch, Compston, 1981), то сравнение «модельных» возрастов для достаточно удаленных регионов вообще бессмысленно, а целесообразно лишь для относительно близко расположенных объектов, когда крупномасштабной гетерогенностью мантии можно пренебречь.

Изохронные Sm-Nd определения возраста не связаны перечисленными ограничениями и, кроме того, имеют внутренний критерий соответствия изохронной модели (расположение экспериментальных точек относительно сглаживающей прямой), поэтому изохронные датировки представляют значительно большую ценность, чем «модельные». Известны многочисленные примеры успешного применения изохронного Sm-Nd метода для датирования как серогнейсовых комплексов, так и вулканитов зеленокаменных поясов (Пейдж, Мак-Каллох, Блэк, 1984; Бибилова, 1983). В тех случаях, когда на тех же объектах проводились определения U-Pb методом по цирконам, результаты находятся обычно в хорошем согласии.

Наиболее интересные и информативные результаты удается получить при совместном использовании Sm-Nd с другими геохронологическими методами: например, совместное применение Rb-Sr, U-Pb и Sm-Nd методов при обеспечении высокой аналитической точности позволило расшифровать последовательность вулканических и плутонических процессов в гранито-зеленокаменных комплексах северо-запада провинции Онтарио, Канада, что было особенно сложно в связи с довольно малым временным интервалом этих процессов (2700-2755 млн. лет) (Morrison et al., 1985).

Важность комплексных геохронологических исследований особенно возрастает в сложных случаях, когда отдельные методы не дают однозначно интерпретируемой информации. Так, несмотря на многочисленные геохронологические исследования, еще много неясного в вопросе о первоначальном возрасте вулканических зеленокаменных поясов провинции Истерн-Гуолдфилс (восточная часть архейского блока Йилгарн, Западная Австралия) (Пейдж, Мак-Каллох, Блэк, 1984). Так, Sm-Nd исследования валовых проб вулканической толщи Камбалда дали противоречивые результаты: 2790 ± 30 млн. лет (McCulloch, Compston, 1981) и 3262 ± 44 млн. лет (Claoue-Long et al., 1984). Комплексное геохронологическое изучение этого объекта Sm-Nd и Pb-Pb методами (Chauvel et al., 1985) показало, что при попытке построить Sm-Nd изохрону по породам различных типов возможно искажение, в частности завышение кажущихся Sm-Nd возрастов.

* Обоснование правомерности использования хондритовой модели Земли выходит за рамки данного сообщения.

Открытым остается пока вопрос о поведении Sm-Nd системы в процессах метаморфизма высоких ступеней. Имеются как примеры высокой устойчивости этой системы (Jacobsen, Wasserburg, 1978; Hamilton et al., 1979), так и указания на перераспределение Nd и Sm в таких процессах (McCulloch, Black, 1984). Решение этого вопроса требует дальнейших исследований, опирающихся на комплексную геохронологическую и геологическую информацию.

В заключение следует отметить, что Sm-Nd метод, безусловно, перспективен для изучения пород докембрия и в ряде случаев предоставляет исследователю уникальные возможности. Эти возможности могут быть использованы наиболее полно при совместном применении ряда геохронологических методов и широком исследовании поведения Sm-Nd системы в различных геологических ситуациях.

Л и т е р а т у р а

Б а л а ш о в Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М., 1976. 268 с.

Б и б и к о в а Е.В. Древнейшие породы Земли, их геохимические и петрологические особенности. - В кн.: Геохимия радиогенных изотопов на ранних стадиях эволюции Земли. М., 1983, с. 61-77.

Ж у р а в л е в Д.З., Ч е р н ы ш е в И.В., А г а п о в а А.А., С е р д ю к Н.И. Прецизионный изотопный анализ неодима в горных породах. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 12, с. 23-40.

К а р п е н к о С.Ф. Обзор исследований по геохимии изотопов самария и неодима. 1. Лунные породы. - Геохимия, 1980, № 4, с. 595-604.

П е й д ж Р.У., М а к - К а л л о х М.Т., Б л э к Л.П. Изотопные данные об основных событиях в докембрии Австралии. - В кн.: 27-й Междунар. геол. конгр. Геол. докембрия. Секция С.05: Докл., М., 1984, т. 5, с. 14-35.

C h a u v e l C., D u p r e B., J e n n e r G.A. The Sm-Nd age of Kambalda volcanics is 500 Ma too old. - Earth and Planetary Sci. Lett., 1985, vol. 74, N 4, p. 315-324.

C l a o u e - L o n g J.C., T h i r w a l l M.F., N e s b i t t R.W. Revised Sm-Nd systematics of Kambalda greenstones, Western Australia. - Nature, 1984, vol. 307, N 5953, p. 697-701.

D e P a o l o D.J., W a s s e r b u r g G.J. Nd isotopic variations and petrogenetic models. - Geophys. Res. Lett., 1976, vol. 3, N 5, p. 249-252.

F l e t c h e r I.R., W i l l i a m s S.J., G e e R.D., R o s m a n K.J.R. Sm-Nd model ages across the margins of the archaean Yilgarn block,

Western Australia: northwest transect into the proterozoic Gascoyne Province. - *J. Geol. Soc. Australia*, 1983, vol. 30, N1/2, p. 167-174.

Hamilton P.J., Evensen N.M., O'Nions R.K., Tarnev J. Sm-Nd systematics of Lewisian gneisses: implication for the origin of granulites. - *Nature*, 1979, vol. 277, N 5691, p. 25.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Interpretation of Nd, Sr and Pb data from archaean migmatites in Lofoten-Westeralen, Norway. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1978, vol. 41, N 3, p. 245-253.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1980, vol. 50, N 1, p. 139-155.

Jahn B.M., Bernard-Griffiths J., Charlott R. et al. Nd and Sr isotopic compositions and REE abundances in Cretaceous MORB (holes 417D and 418A, legs 51, 52 and 53). - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1980, vol. 48, N 1, p. 177-184.

Lugmair G.W. Sm-Nd ages: a new dating method. - *Metheoritics*, 1974, vol. 9, N 4, p. 369.

Lugmair G.W., Marti K., Kurtz J.P., Scheinin N.B. History and genesis of lunar troctolite 76575 or: How old is old? - In: *Proc. 7th Lunar Sci. Conf.* New York, 1976, p. 2009-2033.

Lugmair G.W., Scheinin N.B., Marti K. Sm-Nd age and history of Apollo 17 basalt 75075: Evidence for early differentiation of Lunar Exterior. - In: *Proc. 6th Lunar Sci. Conf.* New York, 1975, p. 1419-1429.

McCulloch M.T., Black L.P. Sm-Nd systematics of Enderby Land granulites and evidence for the redistribution of Sm and Nd during metamorphism. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1984, vol. 71, N 1, p. 46-58.

McCulloch M.T., Compston W. Sm-Nd age of Kambalda and Kanowna greenstones and heterogeneity in archaean mantle. - *Nature*, 1981, vol. 294, N 5839, p. 322-327.

Morrison D.A., Davis D.W., Woden J.L., Dogard D.D. Age of Mulcany Lake intrusion, northwest Ontario, and implications for the evolution of greenstone - granite terrains. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1985, vol. 73, N 3, p. 306-316.

Nakamura N., Tatsumoto M., Nunes P.D. et al. 4.4 by. - old clast in Boulder 7, Apollo 17: a comprehensive geochronological

study by U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd methods. - In: Proc. 7th Lunar sci. conf. New York, 1976, p. 2309-2333.

N i c o l a y s e n L.O. Graphic interpretation of discordant age measurements on metamorphic rocks. - Ann. N.Y. Acad. Sci., 1961, vol. 91, pt. 2, p. 198-206.

R i c h a r d P., S c h i m i z u N., A l - l e g r e C.J. $^{143}\text{Nd}/^{146}\text{Nd}$, a natural tracer: an implication to oceanic basalts. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 31, N. 2, p. 269-278.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Левский Л.К. Возраст химических элементов	4
Левский Л.К. Длительность интервала образования Земли ...	8
Овчинникова Г.В., Левский Л.К. Возраст метеоритов, Луны, Земли	18
Левченков О.А., Яковлева С.З. Изотопные возрасты древнейших образований Земли	34
Крылов Д.П., Беляцкий Б.В. Архейская эволюция Земли Эндреби (Антарктида) и изотопно-геохронологические свидетельства ее древнейшей истории	57
Неймарк Л.А. Уран-свинцовый метод геохронологии при изучении рудных месторождений докембрия	64
Морозова И.М., Богомолов Е.С. Pb-Pb метод датирования цирконов (возможности и ограничения)	75
Комаров А.Н. Область применения трекового метода датирования	84
Амелин Ю.В., Левский Л.К. Sm-Nd геохронология: возможности и ограничения	95

РЕФЕРАТЫ

У Д К 550.93:550.48

Левский Л.К. Возраст химических элементов. - В кн.: Методы изотопной геохронологии. Л.: Наука, 1987, с. 4-8.

Определение возраста элементов, т.е. начала синтеза изотопов химических элементов в звездах, проводится на основании данных уран-свинцового, рубидий-стронциевого и рений-осмиевого методов и путем сопоставления изотопных данных с астрофизическими параметрами. Результаты того и другого подхода совпадают в пределах 9-12 млрд. лет.

Библиогр. 7 назв.

У Д К 550.93:621.039.86

Левский Л.К. Длительность интервала образования Земли. - В кн.: Методы изотопной геохронологии. Л.: Наука, 1987, с. 8-17.

Оценка длительности интервала образования протоземного вещества проводится на основании данных иод-ксенонового и плутоний-ксенонового методов, а также путем последовательного использования данных о гетерогенности изотопного состава элементов и в рамках модели образования Солнечной системы за счет смешения двух газо-пылевых резервуаров, имеющих различное термоядерное происхождение. Интервал образования включает две фазы. Первая фаза - галактическая (небулярная), соответствует независимому существованию двух источников, длительность ее $150 \cdot 10^6$ лет. Вторая фаза - планетезимальная (аккреционная), длительность ее $\lesssim 140 \cdot 10^6$ лет. Общая длительность существования протоземного вещества от момента прекращения нуклеосинтеза до образования планеты составляет не более $(300-400) \cdot 10^6$ лет.

Библиогр. 26 назв.

У Д К 523.681

Овчинникова Г.В., Левский Л.К. Возраст метеоритов, Луны, Земли. - В кн.: Методы изотопной геохронологии. Л.: Наука, 1987, с. 18-33.

Дан обзор современных данных по определению возраста метеоритов и лунных пород, а также обзор работ, посвященных расчетам возраста Земли.

Анализ имеющихся значений возраста позволил построить следующую последовательность глобальных событий: $\sim 4,8 \cdot 10^9$ лет тому назад - начало конденсации пылевой компоненты в протосолнечном облаке; $\sim 4,55 \times 10^9$ лет - окончание аккреции космических тел; $(4,5-4,4) \cdot 10^9$ лет - дифференциация крупных планетных тел (Луна, Марс, Земля) с обособлением протокрышки материкового типа. Для малых тел Солнечной системы (тела астероидальных размеров) дифференциация вещества не характерна. Особенностью этих тел является развитие на их поверхности продуктов магматизма основного состава (ахондриты).

Как дифференциация, так и базальтовый вулканизм на ранних этапах существования космических тел инициированы экзогенными факторами. Продолжительность эндогенного базальтового вулканизма коррелирует с величиной планетного тела.

Библиогр. 62 назв. Ил. 3. Табл. 1.

У Д К 550.93

Левченко О.А., Яковлева С.З. Изотопные возрасты древнейших образований Земли. - В кн.: Методы изотопной геохронологии. Л.: Наука, 1987, с. 34-57.

Представлен обзор современных изотопных данных по геохронологии древнейших образований Земли.

Отмечается приуроченность наиболее древних возрастов к двум главным типам геоструктур архейской коры - гранит-зеленокаменным областям и областям высокометаморфизованных образований. Делается попытка установления возрастных соотношений между этими двумя типами с целью разрешения ряда фундаментальных геологических проблем: состава первичной коры, способа ее образования и т.д.

Возрасты, полученные для областей низкой степени метаморфизма, могут трактоваться как первичные или близкие к таковым, возрасты, полученные для областей высокой степени метаморфизма, - как отражающие время наложенного метаморфизма.

Имеющиеся на сегодняшний день геохронологические данные не позволяют определенно ответить на вопрос, какие породы древнее - зеленокаменные пояса или гранит-гнейсовые ассоциации и, следовательно, какова была первичная кора - кислая или основная. Для разрешения этих вопросов необходимы дальнейшие исследования.

Библиогр. 68 назв. Табл. 6.

У Д К 550.93

Крылов Д.П., Беляцкий Б.В. Архейская эволюция Земли Эндерби (Антарктида) и изотопно-геохронологические свидетельства ее древнейшей истории. - В кн.: Методы изотопной геохронологии. Л.: Наука, 1987, с. 57-64.

В статье представлен обзор опубликованных изотопно-геохронологических данных по Земле Эндерби (Антарктида), являющейся областью преобладающего развития высокометаморфизованных образований, включающей реликты древнейших пород (нейпирского комплекса). Архейская эволюция в районе представляется последовательностью из трех тектоно-термальных эпизодов в условиях гранулитовой (до верхов амфиболитовой) фации метаморфизма. Корреляция изотопно-геохронологических ($U-Pb$, $Rb-Sr$, $Sm-Nd$) данных с микротектурной переработкой позволяет оценить возраст тектоно-термальных событий: 3000-3100, около 2900 и около 2500 млн. лет.

Метаморфизм возраста 3000-3100 млн. лет существенно преобразовал все изотопные системы, однако модельные расчеты эволюции систем $U-Pb$, $Rb-Sr$, $Sm-Nd$ показали, что первичное становление пород произошло уже 3500-3900 млн. лет назад.

Таким образом, по возрасту первичного корообразования сохранившиеся породы Земли Эндерби сопоставимы с древнейшими известными на Земле (включая Гренландию, Лабрадор и др.), однако большой временной интервал между корообразованием и первым фиксируемым метаморфизмом в других регионах пока аналогов не имеет.

Библиогр. 16 назв. Ил. 1.

У Д К 550.93

Неймак Л.А. Уран-свинцовый метод геохронологии при изучении рудных месторождений докембрия. - В кн.: Методы изотопной геохронологии. Л.: Наука, 1987, с. 64-74.

Рассмотрены примеры использования U-Pb метода для датирования рудных месторождений докембрия. Показана эффективность изучения урансодержащих минералов, обладающих различной устойчивостью U-Pb систем, для определения возраста объекта, стадийности минералообразования и длительности рудогенеза. Исследование изотопного состава Pb рудных сульфидов и КПШ магматических пород позволяет устанавливать модельный возраст и длительность процесса рудообразования, источник рудного вещества и связь оруденения с магматизмом.

Библиогр. 21 назв. Ил. 3.

У Д К 550.93:621.039.8

Морозова И.М., Богомолов Е.С. Pb-Pb метод датирования цирконов (возможности и ограничения). - В кн.: Методы изотопной геохронологии. Л.: Наука, 1987, с. 75-84.

Существование двух радиоактивных изотопов урана позволяет осуществить геохронометр, основанный на измерении изотопного состава свинца.

В статье рассматриваются возможности и ограничения Pb-Pb метода по сравнению с U-Pb в рамках модели Аренса-Везерилла. Возможности Pb-Pb метода оказались реализованными после разработки термоионных методик изотопного анализа элементов из силикатов, в том числе свинца из цирконов.

Перспективы использования Pb-Pb датирования цирконов продемонстрированы на примере поиска древнейших пород Алданского шита. Показано, что комплексное использование Pb-Pb датирования цирконов в сочетании с радиографией по трекам осколков деления позволяет изучать эволюцию U-Pb систем.

Библиогр. 14 назв. Ил. 3. Табл. 1.

У Д К 550.93

Комаров А.Н. Области применения трекового метода датирования. - В кн.: Методы изотопной геохронологии. Л.: Наука, 1987, с. 84-95.

На конкретных примерах рассмотрено применение метода для датирования кайнозойских вулканических образований. Показана особая целесообразность

его использования в случае невозможности применения калий-аргонового метода (отсутствие подходящих минералов, избыточный радиогенный аргон, примесь терригенной компоненты). Отмечена органичная возможность датирования палеозойских образований. Другой областью применения трекового метода является оценка времени и температурного режима относительно недавних термических событий (слабый метаморфизм молодых отложений, перемещение тектонических блоков в земной коре, контактовый метаморфизм и др.).

Библиогр. 20 назв. Ил. 3. Табл. 3.

У Д К 550.93

Амелин Ю.В., Левский Л.К. $Sm-Nd$ геохронология: возможности и ограничения. - В кн.: Методы изотопной геохронологии. Л.: Наука, 1987, с. 95-105.

Кратко изложены физико-химические основы $Sm-Nd$ метода изотопной геохронологии, приведены примеры успешного применения этого метода для датирования древнейших геологических образований Земли. Рассмотрены проблемы, связанные с техникой $Sm-Nd$ метода (требования к масс-спектрометрическому анализу и к химической обработке проб). Показано, что возможности $Sm-Nd$ метода наиболее полно проявляются при его совместном использовании с другими изотопно-геохронологическими методами, что позволяет изучать историю древнейших полиметаморфических комплексов.

Библиогр. 22 назв. Ил. 3.

МЕТОДЫ ИЗОТОПНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ

Утверждено к печати Институтом геологии и геохронологии докембрия
АН СССР

Редактор издательства В.А. Поэдышева
Художник Д.В. Уркинеев
Технический редактор Е.В. Поликтова
Корректоры В.В. Крайнева и Э.Г. Рабинович

ИБ № 32929

Подписано к печати 3.11.87. М-21194. Формат 60x90 1/16. Бумага
офсетная № 1. Печать офсетная. Усл.печ.л. 7,00. Усл.кр.от. 7,25.
Уч.-изд. л. 7,70. Тираж 700. Тип. зак. № 1482. Цена 1 р. 20к.

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 ЦЕНТРАЛЬНОЙ 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 „Академкнига“,
имеющий отдел „Книга - почтой“:
- 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 („Книга - почтой“);
- 370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13 („Книга - почтой“);
- 232600 Вильнюс, ул. Университето, 4;
- 690088 Владивосток, Океанский пр., 140;
- 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;
- 199164 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, Академгородок, Морской пр., 22
(„Книга - почтой“);
- 142284 Протвино Московской обл., „Академкнига“;
- 142292 Пушино Московской обл., МР „В“, 1;
- 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 („Книга - почтой“);
- 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;
- 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 („Книга - почтой“);
- 450025 Уфа, Коммунистическая, 49;
- 720001 Фрунзе, бульв. Дзержинского, 42 („Книга - почтой“);
- 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 („Книга - почтой“).

1р. 20 к.

4926



Издательство „Наука“
Ленинградское отделение