

УСТОЙЧИВОСТЬ Rb–Sr ИЗОТОПНОЙ СИСТЕМЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД К НАЛОЖЕННЫМ ПРОЦЕССАМ

© 2004 г. Ю. А. Костицын, А. Ю. Петрова

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН

119991 ГСП–1 Москва, ул. Косыгина, 19 e-mail:

Поступила в редакцию 31.07.2002 г.

В статье использован несколько парадоксальный подход для оценки устойчивости Rb–Sr изотопной системы магматических пород: проанализированы примеры исследования метаморфизованных и метасоматизированных пород с нарушенными изотопными системами. Рассмотрены три стадии в воздействии наложенных процессов на Rb–Sr изотопную систему: 1) наличие первичной изохроны; 2) частичное нарушение Rb–Sr изотопной системы, т.е. отсутствие изохрон и 3) образование полноценной вторичной изохроны. Анализ опубликованных данных показал, что частичное нарушение Rb–Sr изотопной системы пород при любых степенях метаморфизма – не редкость, но любой фации метаморфизма, вплоть до плавления, не достаточно, чтобы произошла полная перестройка системы на уровне образцов пород в целом. Полное изотопное уравнивание всех минералов в масштабе штюфа не всегда достигается даже при ультраметаморфизме с появлением расплава. Отсюда следует полезный практический вывод: если для магматической (не метаморфизованной) породы получена изохрона (в строгом смысле этого термина) по различным минералам и/или образцам породы в целом, то она отвечает возрасту магматизма, а не вторичных процессов, следы которых нередко обнаруживаются в шлифах. В худшем случае, вторичный процесс может уничтожить изохрону по породам в целом, но не создать новообразованную. Возникновение новой минеральной изохроны сопровождается явными метаморфическими преобразованиями породы, когда порода превращается в кристаллический сланец или гнейс. Проанализировано также влияние размера проб на возможность получения изохроны. Если Rb–Sr изотопная система метаморфизованных пород, опробованных штюфными пробами, оказалась нарушенной, то крайне мало шансов получить для этой породы полноценную изохрону за счет увеличения размера проб до десятков или сотен килограммов. Для Rb–Sr-анализа свежих магматических пород размер проб не имеет значения.

Rb–Sr-метод геохронологии и изотопной геохимии широко используется при исследовании самых разных пород и минералов, для определения их возраста и для различных генетических построений. Многие его возможности и ограничения описаны в специальных монографиях [1–3]. Тем не менее, по мере накопления совокупного опыта изотопных исследований, мы вновь и вновь возвращаемся не только к анализу спорных вопросов, но и переоценке, казалось бы, уже вполне устоявшихся положений.

Нередко при обсуждении изотопных данных высказываются предположения [4, 5 и др.], что Rb–Sr-система силикатов легко нарушается, и изохроны, полученные по магматическим породам, могут отражать не время их первичного формирования, а некоторый постмагматический процесс. Каждый геолог знает, что при тщательном петрографическом исследовании магматических пород в них можно найти следы поздней или постмагматических изменений, от едва заметной пелитизации полевых шпатов до, подчас, полного замещения магматических минералов вторичными. Какие из них можно считать слабыми, а какие сильными – в этом вопросе вряд ли можно будет

когда-нибудь придти к консенсусу. Одни из нас считают породу достаточно свежей, если по псевдоморфозам можно идентифицировать первичные минералы, для других – слабое помутнение отдельных зерен служит основанием, чтобы сомневаться в достоверности каких бы то ни было исследований.

Крайне нежелательно, чтобы интерпретация изотопных данных зависела от субъективных оценок степени сохранности магматической породы. Необходимо выработать более надежные критерии для того, чтобы полученную изохрону исследователь мог связать с тем или иным этапом в истории породы. Эта задача важна не только для Rb–Sr-геохронологии, но и для всей изотопной геохимии. Мы предлагаем ее решение в настоящей статье.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектами нашего анализа будут Rb–Sr-изохроны. Основы изохронного метода исчерпывающе изложены во многих обстоятельных обзорах [3, 6 и др.]. Здесь мы лишь напомним статистические критерии, позволяющие отличать

изохроны от других, грубых зависимостей между изотопным составом стронция и Rb/Sr отношением.

30 лет назад Brooks et al [6] предложили использовать для оценки качества изохроны величину СКВО – средний квадрат взвешенных отклонений (в англоязычной аббревиатуре – MSWD). Эта величина представляет собой среднее квадратичное отношение разброса экспериментальных точек относительно изохроны к погрешности анализа. Если разброс точек определяется только аналитическими ошибками, то матожидание СКВО равно единице. Позднее Wendt, Carl [7] предложили более строгие критерии достоверности изохрон, проанализировав форму распределения СКВО. Стандартное отклонение (σ) СКВО связано с количеством степеней свободы f следующим образом:

$$\sigma = \sqrt{2/f}.$$

Для изохроны $f = n - 2$, где n – количество аналитических точек, по которым изохрона построена. Таким образом, если

$$\text{СКВО} > 1 + 2\sqrt{\frac{2}{n-2}},$$

то вероятность того, что мы имеем дело с изохроной – менее 5% [7]. Из этой формулы легко оценить, что, например, при 10 аналитических точках предельное значение СКВО составит 2.0.

Следует оговориться, что точность, с которой вычисляются частные значения величины СКВО, обычно неизвестна и, скорее всего, очень невысока [8]. Определяется она *погрешностью погрешности* анализа, а эта величина систематически не исследуется. Поэтому, на наш взгляд, достаточно придерживаться такого правила: если величина СКВО не превышает первых единиц, то изохрону можно считать вполне удовлетворительной. Если СКВО достигает десятков, то в аналитических данных присутствуют природные шумы. Конечно же, более педантичные исследователи, знающие свои погрешности с высокой точностью, имеют возможность использовать приведенную выше строгую оценку [7].

Из определения СКВО очевидно, что эта величина обратно зависит от аналитической погрешности, и, в целом, с ростом точности изотопного анализа все большее количество изотопных исследований выявляет в той или иной мере нарушенные изотопные системы.

Предмет настоящего анализа – изохроны в строгом понимании этого термина. Для унификации все цитируемые ниже изохроны пересчитаны нами на основе первичных изотопных данных методом Йорка [9] с использованием современных констант распада.

МЕТОД АНАЛИЗА

Известно, что изотопные системы разных минералов обладают разной устойчивостью к наложенным процессам [10]. При одной и той же температуре Rb-Sr изотопная система одних минералов открывается полностью, у других – частично, у третьих остается закрытой. Эту закономерность мы и используем в дальнейшем анализе.

Обсуждая влияние наложенного процесса – метаморфического или метасоматического – на Rb-Sr изотопную систему, будем различать три последовательные стадии в истории породы 1) наличие первичной изохроны, т.е. отсутствие нарушений; 2) частичное нарушение Rb-Sr изотопной системы, отсутствие изохрон и 3) полная перестройка Rb-Sr изотопной системы с образованием новой полноценной изохроны, отвечающей наложенному процессу. Результаты частичного нарушения изохрон достаточно очевидны и потому вполне безопасны с точки зрения неверной возрастной интерпретации. Потенциально опасно для исследователя перепутать третью и первую стадии, принять за первичную изохрону вторичную, но между этими двумя обязательно должна пройти вторая стадия с полным разрушением изохроны, что в принципе делает общую задачу решаемой. Очевидно, третья стадия наступает при более высоких P - T параметрах наложенного процесса, чем вторая, и при больших временах прогрева. Фактор времени играет заметную роль, скорее всего, при чисто диффузионных процессах, без перекристаллизации минералов, которая может протекать достаточно быстро, особенно при участии флюида.

Логично начать наладки с рассмотрения максимально метаморфизованных пород и определить условия, при которых Rb-Sr изотопная система пород и минералов перестраивается полностью. Затем можно будет спускаться по P - T шкале к менее измененным породам с тем, чтобы уловить тот уровень, при котором Rb-Sr изотопная система нарушается лишь частично. Рассмотрим несколько примеров изотопных исследований пород, переживших различные степени метаморфизма.

ПРИМЕРЫ НАРУШЕНИЯ Rb-Sr-ИЗОХРОН МИНЕРАЛЬНЫЕ ИЗОХРОНЫ

Wetherill et al. [11] по пяти образцам гнейсов Балтимор получили изохрону 1040 ± 90 млн. лет и две минеральные ($Bt + KFs + Pl$ + порода) изохроны 284 ± 25 и 290 ± 42 млн. лет (рис. 1а). Этот тридцатипятилетний давности пример Rb-Sr исследований – едва ли не единственный, в котором одновременно и по породам в целом и по минералам получены изохроны с небольшими значениями СКВО. Однако позднее Grauert [12] повторил Rb-

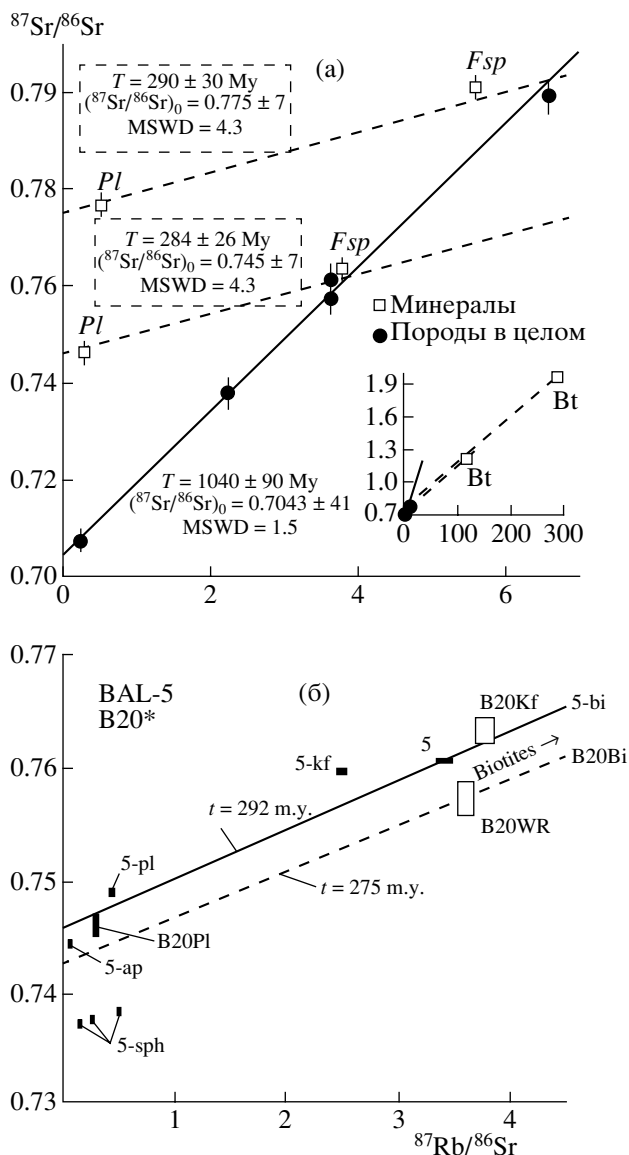


Рис. 1. Результаты исследований Rb-Sr изотопной системы пород и минералов в гнейсах Балтимор. а – Wetherill et al. [11]; б – Grauert [12].

Sr-исследования этих же пород на более высоком уровне точности и с большим количеством минералов (рис. 1б). Точки в целом расположились вдоль тех же линий, что и у Везерилла с соавторами, но изохронами их уже назвать нельзя. Так, сфен, апатит и плагиоклаз в мигматизированном образце BAL-5 содержат стронций, различающийся по изотопному отношению на ≈ 0.01 при одинаково низких отношениях Rb/Sr (рис. 1б). Ультраметаморфизм, превративший протопороду в мигматитовый гнейс, но привел к полной гомогенизации изотопов стронция даже в масштабе отдельной пробы. Таким образом, Rb-Sr изотопная система минералов и, тем более, пород не до-

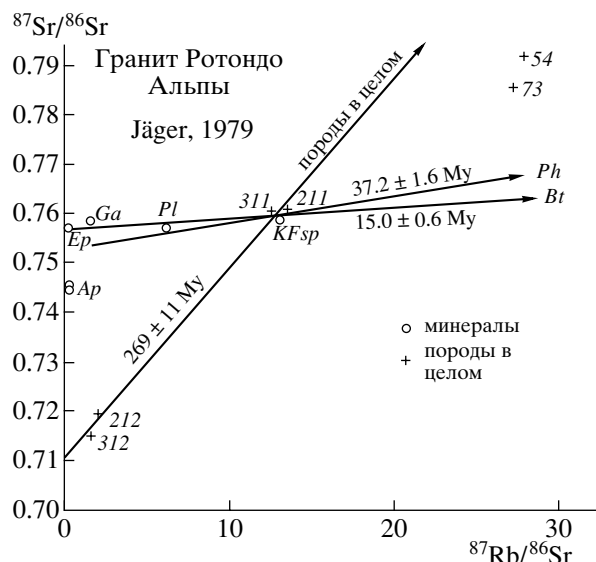


Рис. 2. Результаты Rb-Sr изотопного исследования массива Ротондо в Ц. Альпах по [13]. Три точки, отвечающие образцам гранитов с высокими Rb/Sr отношениями, находятся за пределами графика. Видно, что Rb-Sr изотопная система нарушена и в породах в целом, и в минералах.

шла до третьей стадии преобразований, до образования вторичной изохроны.

Jäger [13] опубликовала результаты исследования массива Ротондо в Центральных Альпах, сложенного лейкократовыми высокодифференцированными гранитами и метаморфизованного в условиях амфиболитовой фации (рис. 2). Rb-Sr изотопная система пород в целом нарушена альпийским метаморфизмом, но, тем не менее, не все минералы пришли к полному изотопному равновесию. Этот пример показывает также, что при малом количестве проанализированных минералов иногда возможно получение изохроны, которая не получилась бы при более полном анализе. Как видно на рис. 2, если бы фенгит и апатит не были включены в анализ [13], минеральная изохрона для гранита Ротондо была бы практически идеальной.

Можно и дальше продолжать ряд примеров [14, 15, и др.], в которых получены более или менее удовлетворительные минеральные изохроны, “вторичный” возраст. Во всех этих примерах породы претерпели высокоградиентный метаморфизм, в результате которого исходный субстрат превращался в кристаллический сланец или гнейс, что сопровождалось полной перекристаллизацией минералов, изменением структуры и текстуры породы.

Результаты изотопных исследований гранитоидов [16, 17] показывают, что низкотемпературные вторичные изменения иногда приводят к разрушению изохрон по минералам и по породам в

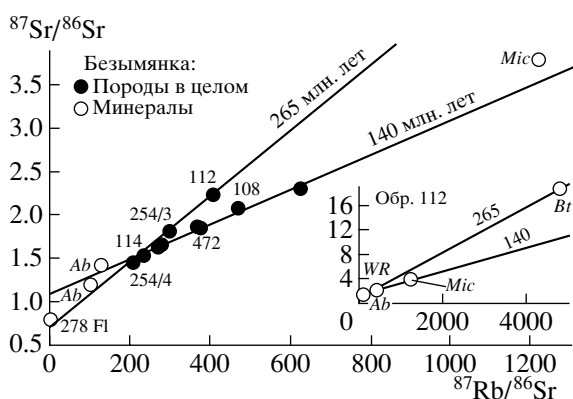


Рис. 3. Rb-Sr изотопная диаграмма для образцов Безымянского гранита [16]. Показаны линии сравнения, отвечающие возрастам 140 и 265 млн. лет. Относительно этих же линий на врезке показано расположение точек, отвечающих минеральным фракциям обр. 112.

целом. Так, исследование Безымянского гранита на восточном побережье Байкала [16] показало, что Rb-Sr изотопная система пород нарушена. В координатах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 3) отчетливо намечаются два возрастных тренда: 1) около 140 млн. лет при начальном отношении стронция около 1.10 и 2) 265 млн. лет при начальном отношении около 0.70. Первое значение возраста близко к имеющимся K-Ar-данным для этого тела [18], второе отвечает позднепермскому рифтогенезу в Северо-Монгольской-Забайкальской рифтовой зоне [19]. Вдоль более молодой линии с большим разбросом лежат точки, отвечающие фракциям полевых шпатов образца 112, а точка, отвечающая биотиту из этого образца, лежит на более древней линии. Объяснить полученные изотопные данные можно, если допустить, что сформировался Безымянский гранит около 265 млн. лет назад, а примерно 140 млн. лет назад его изотопная система была частично нарушена. Этот процесс был, очевидно, низкотемпературным, поскольку интенсивный прогрев гранитов привел бы в первую очередь к омоложению биотита [10, 13]. Аналогичные соотношения между степенью нарушения изотопной системы слюд и полевых шпатов наблюдали в образцах Орловского гранита в В. Забайкалье, хотя изохрона по породам в целом оказалась не нарушенной. В обоих случаях нарушение Rb-Sr изотопных систем минералов вызвано поздней частичной перекристаллизацией полевых шпатов [16] в низкотемпературном гидротермальном процессе.

Сказанное выше приводит нас к следующим выводам:

1. Низкотемпературные вторичные процессы могут приводить лишь к частичному нарушению

Rb-Sr минеральных изохрон в результате селективной перекристаллизации минералов;

2. Если для некоторой породы получена Rb-Sr изохрона по минералам с различными коэффициентами диффузии, то мы можем быть уверены, что эта изохрона датирует именно тот процесс, который отвечает за внешний облик породы. А именно, метасоматоз – для метасоматической, метаморфизм – для метаморфической, кристаллизацию из расплава – для магматической;

3. При современном уровне точности Rb-Sr изотопного анализа попытки построения минеральных изохрон, отвечающих вторичному процессу, имеют тем меньше шансов на успех, чем больше использовано для этого различных минералов.

ИЗОХРОНЫ ПО ОБРАЗЦАМ ПОРОДЫ В ЦЕЛОМ

Rb-Sr изотопные данные, приведенные на рис. 1 для гнейсов Балтимор [11, 12], свидетельствуют, что ультраметаморфизм этих пород не привел к заметному нарушению изотопной системы пород в целом. Циркон из этих пород показал близкосторонний возраст 1050 млн. лет, совпадающий с Rb-Sr-изохроной по породам.

Хотя Rb-Sr изотопная система гранитов Ротондо [13] и была частично нарушена альпийским метаморфизмом, большинство точек, отвечающих образцам породы в целом, тяготеют не к минеральным изохронам с молодым, альпийским возрастом, а расположены вдоль линии с наклоном 269 млн. лет (рис. 2). Сергеев и др. [20] недавно подтвердили герцинский возраст этого гранита – $294.5^{+16.0}_{-3.7}$ млн. лет – U-Pb-методом по цирконам, выделенным из вкрапленников полевого шпата.

Наглядные представления о степени устойчивости Rb-Sr изотопной системы пород можно получить на основе сравнительных исследований Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем. Frost и Frost [21] провели подобное исследование обоими методами одних и тех же образцов полосчатых метабазитов и слагающих их минералов из экзоконтакта Ларамийской анортозитовой интрузии (рис. 4), внедрившейся 1.43 млрд. лет назад. Температура воздействия в точках опробования оценена по дупироксеновому термометру около 810°C , давление – около 3 кбар. Как видно из рис. 4а, это воздействие привело к нарушению Rb-Sr изотопной системы базитов, возраст которых по данным U-Pb цирконометрии составляет 2.64 млрд. лет, но его оказалось далеко не достаточно для полной гомогенизации изотопов стронция 1.43 млрд. лет назад. Сравнивая рис. 4а и рис. 4б, можно видеть, что Sm-Nd изотопная система базитов в результате метаморфизма 1.43 млрд. лет достигла большей гомогенности, чем Rb-Sr.

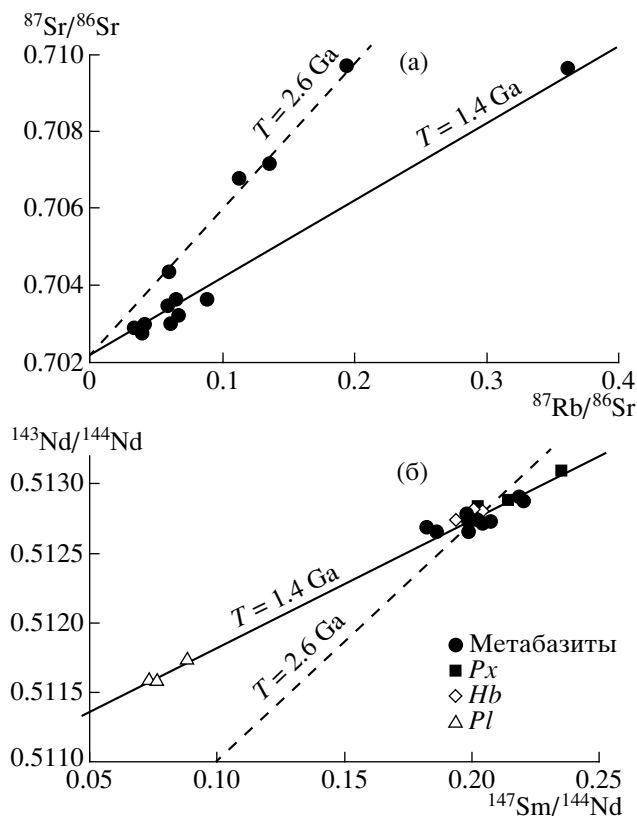


Рис. 4. Результаты Rb-Sr (а) и Sm-Nd (б) изотопных исследований [21] метабазитов из экзоконтакта Ларамийского анортозитового комплекса (Вайоминг, США). Возраст анортозитов – 1433 млн. лет, возраст базитов – около 2.64 млрд. лет. Для сравнения показаны линии с наклонами, отвечающими возрасту образования базитов и их контактового метаморфизма. Видно, что условия метаморфизма были достаточно жёсткими, так что точки на Sm-Nd графике отчетливо тяготеют к линии 1.4 млрд. лет, хотя до полного изотопного уравнивания дело далеко не дошло. Rb-Sr изотопная система пород и минералов также нарушена, но в породах сохранилась информация об обоих событиях.

Развитие масс-спектрометрической техники и уменьшение погрешности изотопного анализа привели к тому, что в настоящее время по метаморфическим породам редко получают полноценные Rb-Sr-изохроны. Этот парадокс легко проиллюстрировать на примере плагиогнейсов из Ю-В Родоп, изученных Пейчевой и др. [22]. Если формально рассчитать параметры изохроны для представленных на рис. 5 анализов, то получим $T = 373 \pm 38$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7067 \pm 6$, СКВО = 220 (погрешности определения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений в этой работе были 1% и 0.01% соответственно). Очевидно, эти анализы нельзя считать изохроной и нет смысла обсуждать реальность полученного возраста. Однако если бы в этой работе погрешности изотопного анализа были такими же, как в работе Jäger [13] (соответ-

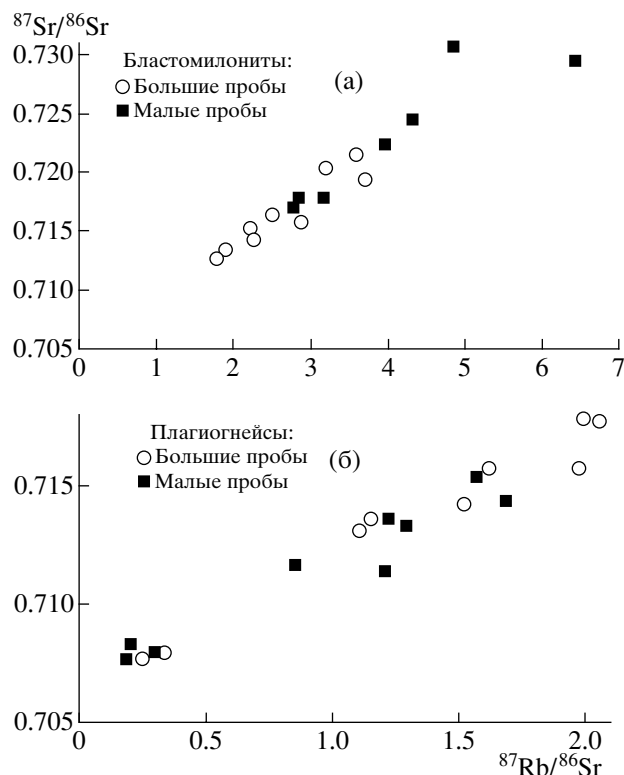


Рис. 5. Сравнение результатов изотопных исследований [22] малых и больших (10–15 кг) проб метаморфических пород Ю-В Родоп [22]. Величина погрешности анализов меньше размера символов на графиках.

ственно 2% и 0.3%) или Везерилла с соавторами [11] (4% и 0.4%), то величина СКВО составила бы 0.5 в первом случае и 0.3 – во втором. Между работой Везерилла и др. [11] и работой Пейчевой и др. [22] прошло более 20 лет, так что улучшение качества изотопного анализа вполне закономерно, но этот пример заставляет нас с осторожным вниманием относиться к обобщающим заключениям, полученным на заре развития изотопной геохронологии. Заметим, что частные геологические выводы, сделанные в обеих работах [11 и 13], мы не подвергаем сомнению – полученные этими исследователями Rb-Sr-возрасты дометаморфических событий были подтверждены другими методами, в частности U-Pb и цирконам [11, 23].

Тем не менее, имеется относительно недавний пример исследований Rb-Sr изотопной системы метаморфизованных пород, где получена вполне удовлетворительная изохрона, т.е. изотопная система пород пережила наложенный метаморфизм практически без нарушений. Siebel et al [24] исследовали ортогнейс Wunsiedel в Ю-В Германии площадью выходов около 40 км². Породы гранитного состава метаморфизованы в герцинскую эпоху в условиях амфиболитовой фации и лишь местами в них сохранились участки с релактовыми магматическими структурами. По пятнадцати образ-

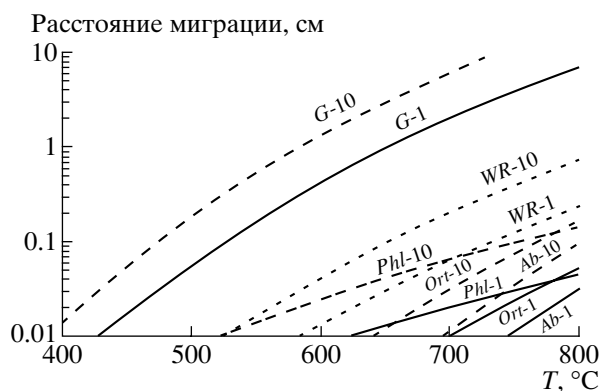


Рис. 6. Характерное рассеяние термально-индуцированной диффузионной миграции стронция, оцененное по формуле (1) для альбита (*Ab*), ортоклаза (*Ort*), слюды (*Phl*) и стекла (*G*) при временах прогрева 1 и 10 млн. лет (указаны около кривых). Скорости диффузии для породы (*WR*) рассчитаны по формуле (2) для состава кварц: кислый плагиоклаз: калиевый полевой шпат : слюда : межзерновое пространство = 30 : 30 : 34 : 5 : 1. Данные для скоростей диффузии заимствованы из работ [35–39]. Скорость диффузии стронция в слюде [37] была определена только в одном направлении, перпендикулярно спайности кристаллов, и в природных процессах, скорее всего, существенно выше из-за лучшей межслоевой проницаемости слюд.

цам гнейсов они получили изохрону с возрастом 480 ± 6 млн. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7095 \pm 15$, СКВО = 2.7. Отбракована была лишь одна отлетающая от изохроны точка. Полученное значение возраста в пределах погрешности совпадает с результатами датирования U-Pb-методом по цирконам [24].

Гидротермально-метасоматические воздействия на породы также могут приводить к частичным нарушениям Rb-Sr изотопной системы [4, 25], которые проявляют себя большим разбросом точек на Rb-Sr-диаграммах. На начальных стадиях могут селективно изменяться отдельные минералы, затем, по мере развития процесса, изменения затрагивают весь объем породы. Однако вплоть до очень глубоких преобразований, когда первичная порода превращается в метасоматическую, гетерогенность изотопов стронция обнаруживается даже в масштабе 1–2 см [26, 27].

Не раз предпринимались исследования степени гомогенности метаморфических пород в сантиметровом масштабе. Исследования методом тонких пластин, от самых ранних [28, 30] до относительно недавних [31] показывают, что при мигматитообразовании не достигается уравнивания изотопов стронция между лейкосомой на расстоянии 1–2 сантиметра. Даже появления расплава в условиях ультраметаморфизма не достаточно для полной гомогенизации изотопов. Более того, для S-гранитов вообще характерно сохранение изотопной гетерогенности стронция, унасле-

дованной от субстрата, на всем протяжении существования расплава [32–34].

Приведенные примеры достаточно определенно свидетельствуют, что Rb-Sr изотопная система пород в целом в отдельных случаях [11, 24] может пережить метаморфизм амфиболитовой фации практически без нарушения. Более распространенным явлением следует признать разрушение изохрон по породам в целом под действием высокоградиентного метаморфизма, но к гомогенизации изотопов стронция в масштабе геологических тел не приводит даже ультраметаморфиз и не всегда – переплавление породы.

Подчеркнем еще раз, что речь идет только о полноценных изохронах с малым СКВО, с высокой точностью изотопного анализа и большим количеством аналитических точек¹.

РАЗМЕР ПРОБ

В среде пользователей геохронологической информации бытует устойчивое мнение, что для получения Rb-Sr-изохроны необходимо отбирать пробы размером многие десятки килограммов. Оно основано на предположении, что возможные нарушения замкнутости изотопной системы ограничены неким характерным объемом. Если пробы окажутся больше этого объема, то удастся успешно датировать даже породу с нарушенной изотопной системой. При этом характерный размер *l* такого объема приблизительно определяют исходя из возможного расстояния диффузионной миграции рубидия и стронция:

$$l = \sqrt{Dt}, \quad (1)$$

где *D* – коэффициент диффузии и *t* – длительность прогрева. На рис. 6 показано два семейства кривых (при длительности прогрева 1 и 10 млн. лет) для породообразующих минералов большинства кислых пород (полевых шпатов и слюды) и стекла [35–39].

Оценить строго влияние прогрева на расстояние диффузионного перемещения элементов-примесей из рис. 6 не просто даже при наличии надежных данных о минеральном составе породы и размеров зерен минералов, т.к. крайне неопределена траектория движения примесей. С одной стороны, высказываются предположения, что миграция примесей быстрее всего происходит по дефектам кристаллов и межзерновому пространству, структура которого аморфна и ближе всего напоминает стекло [40, 41]. Кривые для стекла на рис. 6 действительно допускают быструю миграцию стронция. Однако пропусная способность

¹ “В изотопной геохронологии первые три точки всегда ложатся на одну прямую” И.М. Горохов (1985, персональное сообщение).

этих высокоскоростных путей диффузии зависит от их относительного объема в породе. Оценить его не просто, но вряд ли он превышает 10^{-2} – 10^{-3} объема магматической породы.

Эффективную скорость диффузии стронция в породе (D_{WR}) грубо можно оценить как средневзвешенное значение из всех сосуществующих фаз (включая особую фазу – межзерновое пространство):

$$D_{WR} = \frac{\sum w_i D_i}{\sum w_i}, \quad (2)$$

где весовая функция (w_i) вычисляется как произведение относительного содержания каждой фазы в породе (f_i) на коэффициент распределения (k_i) стронция между минералами и стеклом:

$$w_i = f_i k_i.$$

Очевидно, для межзернового пространства $k_i = 1$.

Оцененные по формулам (1) и (2) дистанции, на которые в породе гранитного состава может мигрировать стронций при ее прогреве в течение 1 и 10 млн. лет, показаны на рис. 6 точечными линиями. Видно, что при умеренных температурах метаморфизма, менее 600°C , расстояния диффузионной миграции стронция ничтожно малы в сравнении с размерами обычных геологических образцов даже при допущении максимально высокой доли (1%) относительного объема зон высокоскоростной диффузии. Увеличение длительности метаморфизма до 100 млн. лет и более этот вывод не изменит.

Приведенные оценки показывают, что одним лишь диффузионным механизмом невозможно объяснить нарушение Rb-Sr изотопной системы метаморфических пород, которое является скорее правилом, чем исключением. Скорее всего, перераспределение стронция происходит при участии флюидной фазы и в результате перекристаллизации минералов. В таком случае приведенные на рис. 6 расстояния диффузионной миграции стронция теряют смысл и не могут служить основой для выбора размера проб, поскольку расстояния миграции элементов во флюидной фазе могут быть как угодно велики в сравнении с любым реальным размером пробы.

Этот вывод подтверждают и экспериментальные данные Пейчевой и др. [22] по метаморфическим породам Ю-В Родоп, представленные на рис. 5. Породы протолита, предположительно герцинского возраста, были метаморфизованы в альпийскую эпоху складчатости в условиях умеренных температур и давлений (450 – 500°C , 3 – 6 кбар) [22]. Попытка получить изохроны по бластомилонитам и плагиогнейсам путем увеличения размера проб не привела не только к получению изо-

хрон, но даже к заметному уменьшению разброса точек.

Напротив, упоминавшаяся выше изохрона по ортогнейсу Wunsoedel в Ю-В Германии, была построена по рядовым пробам, отобранными для геохимических исследований [24]. Очевидно, от конкретных условий метаморфизма сохранность изотопной системы зависит гораздо больше, чем от размера проб.

Когда говорят о пользе больших проб, обычно цитируют работу Jäger [13], в которой удалось получить изохрону после неудачной попытки Jäger Niggli [42]. Изученный ими гранитный плутон Rotonondo представляет собой высокодифференцированное тело с менее дифференцированным (“низкоурановым”) ядром. В более ранней работе [42] по 5 образцам из внешней зоны плутона изохрона в строгом понимании этого термина получена не была: $T = 277 \pm 47$ млн. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.688 \pm 0.033$, СКВО = 54 (рассчитано нами методом Йорка [9]). Позднее [13] в центральной низкоурановой части плутона были отобраны еще четыре пробы весом по 30 кг, в которых оказались наиболее низкие Rb/Sr отношения и которые хорошо лежат на одной прямой (на рис. 2 образцы 211, 212, 311, 312). До сих пор остается неясным, легли эти точки на одну прямую из-за большого размера проб, или из-за того, что пробы были отобраны среди менее нарушенных гранитов. Очевидно, для строгой проверки этого предположения, необходим отбор проб разного размера с одних и тех же обнажений.

С другой стороны, имеется немало публикаций, где вполне качественные Rb-Sr-изохроны для магматических пород построены по образцам небольшого размера, 500–100 г и менее [15, 43 и др.]. Особенно размер проб уменьшается при исследовании пород по керну скважин [17, 26, 27]. Возможно ли, чтобы в результате малого размера проб возникла изохрона с искаженными параметрами? Очевидно, что при отсутствии наложенных процессов, когда минеральная изохрона совпадает с изохроной по породам в целом, размер проб может быть как угодно малым, вплоть до минимально необходимой для анализа навески. Потенциальная опасность кроется в ситуации, представленной на рис. 1, когда изохрона по минералам и по образцам породы в целом не совпадают. Чтобы понять, чем это нам грозит, мысленно доведем ситуацию до абсурда – допустим, что при опробовании исследователь уменьшил объем проб до размера отдельных минеральных зерен. Разные минералы из разных проб на рис. 1 не могут лежать на единой прямой. Следовательно, самое худшее, что может произойти при отборе проб слишком малого размера – не будет получена никакая изохрона, но нет реального способа получить в результате такого опробования изо-

хрону с искаженными параметрами. Таким образом, если по образцам малого размера для магматических пород получена полноценная изохрона, то она отвечает реальному событию – формированию этой породы.

ВЫВОДЫ

Rb-Sr изотопная система отдельных минералов может быть частично нарушена, иногда даже низкотемпературными наложенными процессами, но настоящие изохроны по всем минералам в таких случаях не получаются. Преобразования, необходимые для полной перестройки Rb-Sr изотопной системы минералов настолько глубоки, что не только сказываются на изотопной системе пород в целом, но приводят к коренным изменениям в составе и облике породы: вместо первично магматической породы получается метаморфическая или метасоматическая. Иначе говоря, если некоторый наложенный процесс привел к образованию новой минеральной Rb-Sr изохроны, то при петрографическом изучении породы невозможно не увидеть следов его воздействия.

Частичное нарушение Rb-Sr-изохрон по породам в целом при метаморфизме – не редкость, но полная перестройка изотопной системы пород происходит при преобразованиях на уровне переплавления породы, и то не всегда. Отсюда следует полезный практический вывод: если для некоторого магматического (не метаморфизованного) тела получена хорошая изохрона по образцам породы в целом, то она отвечает возрасту магматизма, а не вторичного процесса, следы которых нередко обнаруживаются в шлифах. В худшем случае, вторичный процесс уничтожит изохрону.

Если Rb-Sr изотопная система метаморфизованных пород, опробованных штучными пробами, оказалась нарушенной, то крайне мало шансов получить для этой породы полноценную изохрону за счет увеличения размера проб до десятков или сотен килограммов. Для Rb-Sr-анализа свежих магматических пород размер проб не имеет значения.

Авторы признательны за всестороннее обсуждение работы И.М. Горохову, А.Б. Котову, Л.К. Левскому, Ю.Д. Пушкареву, А.Г. Рублеву. Ряд ценных замечаний к первоначальному варианту рукописи статьи сделали Е.В. Бибикина и С.Д. Минеев. Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 02-05-64961.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Faure H., Powell J.L. Strontium isotope geology. Springer-Verlag. Berlin, Heidelberg. 1972. 188 p.
2. Горохов И.М. Рубидий-стронциевый метод изотопной геохронологии. Энергоиздат. 1985. 152 с.
3. Фор Г. Основы изотопной геологии. Пер. с англ. М.: Мир, 1989. 590 с.
4. Evans J.A. Resetting of Rb–Sr whole-rock ages during Acadian low-grade metamorphism in North Wales // Journal of the geological society. London. 1991. V. 148. P. 703–710.
5. Schaltegger U., Schneider J.L., Maurin J.C., Corfu F. Precise U–Pb chronometry of 345–340 Ma old magmatism related to syn-convergence extension in the Southern Vosges (Central Variscan Belt) // Earth and Planetary Science Letters. 1996. V. 144. P. 403–419.
6. Broks C., Hart S.R., Wendt L. Realistic use of two-error regression treatment as applied to rubidium-strontium data // Rev. Geophys. Space Phys. 1972. V. 10. P. 551.
7. Wendt I., Carl C. The statistical distribution of the mean squared weighted deviation // Chemical Geology (Isotope Geoscience Section). 1991. V. 86. P. 275–285.
8. Kendall M.G., Stewart A. The advance theory of statistics. V. II. Griffin, London. 1973. 450 p.
9. York D. Least-squares fitting of a straight line // Canadian Journal of Physics. 1966. V. 44. P. 1079–1086.
10. Hart S.R. The petrology and isotopic-mineral age relations of a contract zone in the Front Range, Colorado // Journal of Geology. 1964. V. 72. P. 493–525.
11. Wetherill G.W., Davis G.L., Lee-Hu C. Rb–Sr measurements on whole rocks and separated minerals from the Baltimore gneiss, Maryland // Geol. Soc. Amer. Bull. 1968. V. 79. P. 757–762.
12. Grauert B. Rb–Sr isotopic study on whole rock and minerals from the Baltimore gneiss of the Phoenix Dome, Baltimore County, Maryland // Ann. Rep. of the Director Dep. of Terrestrial Magnetism. 1973. P. 1003–1007.
13. Jäger E. The Rb–Sr method // Lectures in Isotope Geology (Eds. Jäger E., Hunziker J.C.). 1979. P. 13–26.
14. VanBremen O., Dallmeyer R.D. The Scale of Sr isotopic diffusion during post-metamorphic cooling of gneisses in the Inner Piedmont of Georgia, Southern Appalachians // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. V. 68. P. 141–150.
15. Пьольва А.Ю., Костицын Ю.А. Возраст высокоградентного метаморфизма и гранитообразования на Западном Сангилене. // Геохимия. 1997. № 3. С. 1–5.
16. Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В. и др. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометальных Li–F гранитоидов. // Петрология. 1999. Т. 7. № 4. С. 383–409.
17. Костицын Ю.А., Алтухов Е.Н. Хайламинский и Арысканский массивы щелочных гранитоидов В. Саян: время и условия формирования по данным Rb–Sr изотопных и геохимических исследований. // Геохимия. 2002. В печати.
18. Антипин В.С., Горегляд А.В., Савина Е.А., Митичкин М.А. Эволюция литийфтористых гранитов с образованием редкометальных слюдяных шпиров. // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 7. С. 1216–1227.
19. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм и оруденение активных континентальных окраин. 1991. М.: Наука. 263 с.

20. *Sergeev S.A., Meier M., Steiger R.H.* Improving the resolution of single-grain U/Pb dating by use of zircon extracted from feldspar – application to the variscan magmatic cycle in the Central Alps // *Earth and Planetary Science Letters*. 1995. V. 134. P. 37–51.
21. *Frost C.D., Frost B.R.* Open-System Dehydration of Amphibolite, Morton Pass, Wyoming – Elemental and Nd and Sr Isotopic Effects // *Journal of Geology*. 1995. V. 103(3). P. 269–284.
22. *Пейчева И.М., Костицын Ю.А., Шуколюков Ю.А.* Rb–Sr изотопная система гнейсов Юго-Восточных Родоп Болгарии. // Доклады на Българската академия на науките. Т. 45. № 10. 1992. С. 65–68.
23. *Sergeev S.A., Meier M., Steiger R.H.* Improving the resolution of single-grain U/Pb dating by use of zircon extracted from feldspar – application to the variscan magmatic cycle in the Central Alps // *Earth and Planetary Science Letters*. 1995. V. 134(1–2). P. 37–51.
24. *Siebel W., Raschka H., Irber W. et al.* Early Paleozoic acid magmatism in the Saxothuringian belt: new insights from a geochemical and isotopic study of orthogneisses and metavolcanic rocks from the Fichtelgebirge, SE Germany // *Journal of Petrology*. 1997. V. 38. P. 203–230.
25. *Matheny R.K., Brookins D.G., Wallin E.T. et al.* Incompletely reset Rb–Sr systems from a cambrian Red-Rock Granophyre Terrane, Florida Mountains, New-MEXICO, USA // *Chemical Geology*. 1990. V. 86(10). P. 29–47.
26. *Костицын Ю.А.* Rb–Sr изотопные исследования месторождения Мурунтау. Рудоносные метасоматиты. // *Геохимия*. 1994. № 4. С. 486–497.
27. *Костицын Ю.А.* Rb–Sr изотопные исследования месторождения Мурунтау. Магматизм, метаморфизм и рудообразование. // *Геохимия*. 1996. № 12. С. 1123–1138.
28. *Krough T.E., Davis G.L., Aldrich L.T. et al.* Geological History of the Grenville province // *Garnegie Inst. Washington Yearbook* 66. 1967. P. 528–536.
29. *Krough T.E., Davis G.L.* Geochronology of the Grenville Province // *Carnegie Inst. Washington Yearbook* 67. 1969. P. 224–230.
30. *Krough T.E., Davis G.L.* The effect of regional metamorphism on U–Pb systems in zircon and a comparison with Rb–Sr systems in the same whole rock and constituent minerals // *Carnegie Inst. Washington Yearbook* 72. 1973. P. 601–610.
31. *Kalt A., Grauert B., Baumann A.* Rb–Sr and U–Pb Isotope Studies on Migmatites from the Schwarzwald (Germany) – Constraints on Isotopic Resetting During Variscan High-Temperature Metamorphism // *Journal of Metamorphic Geology*. 1994. V. 12(5). P. 667–680.
32. *Roddick J.C., Compston W.* Strontium isotopic equilibration: a solution to a paradox // *Earth and Planetary Science Letters*. 1977. V. 34. P. 238–246.
33. *Chappell B.W., White A.J.R.* Two contrasting granite types // *Pacific Geology*. 1974. V. 8. P. 173–174.
34. *Chappell B.W., White A.J.R.* I-0 and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*. 1992. V. 83(1/2). P. 1–26.
35. *Hofmann A.W.* Diffusion in natural silicate melts: critical review // *Physics of magmatic processes* (ed. R.B. Hargraves). Princeton Univ. Press. 1980. P. 385–417.
36. *Giletti B.J.* Rb and Sr Diffusion in alkali feldspars, with implications for cooling histories of rocks // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1991. V. 55. P. 1331–1343.
37. *Hammouda T., Cherniak D.J.* Diffusion of Sr in fluorophlogopite determined by Rutherford backscattering spectrometry // *Earth and Planetary Science Letters*. 2000. V. 178. P. 339–349.
38. *Cherniak D.J., Watson E.B.* A study of strontium diffusion in K-feldspar, Na–K Feldspar and anorthite using Rutherford backscattering spectroscopy // *Earth and Planetary Science Letters*. 1992. V. 113(3). P. 411–425.
39. *Mungall J.E., Dingwell D.B., Chaussidon M.* Chemical diffusivities of 18 trace elements in granitoid melts // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1999. V. 63(17). P. 2599–2610.
40. *Nagy K.L., Giletti B.J.* Grain boundary diffusion of oxygen in a macropertthitic feldspar // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1986. V. 50. P. 1151–1158.
41. *Lee J.K.W.* Multipath diffusion in geochronology // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1995. V. 120. P. 60–82.
42. *Jäger E., Niggli E.* Rubidium–Strontium Isotopenanalysen an Mineralen und Gesteinen des Rotondogranites und ihre geologische Interpretation // *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 1964. V. 44. P. 61–81.
43. *Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Петрова А.Ю. и др.* Rb–Sr возраст и источник магм редкометалльных Li–F гранитов Жанчивланского массива (Центральная Монголия). // *Петрология*. 1998. Т. 6. № 5. С. 556–560.