

УДК 550.93:551.72(571.51)

**ЕЩЕ РАЗ ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ИЗОХРОННОГО МЕТОДА  
ПРИ Rb-Sr ДАТИРОВАНИИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД**

© 2003 г. И. М. Горохов\*, М. А. Семихатов\*\*, Н. Н. Мельников\*

\* Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

\*\* Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 03.09.2002 г.

**Ключевые слова:** Rb-Sr датирование, изохронный метод, внутренние изохроны, выщелачивание, валовые пробы силикокластических пород, тонкозернистые глинистые фракции, рифей.**ВВЕДЕНИЕ**

Более 40 лет назад Л.О. Николайсен (Nicolaussen, 1961) показал, что в системе, состоящей из нескольких генетически связанных фаз<sup>1</sup>, фигуративные точки, отвечающие отдельным фазам, на графике в координатах  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  лежат на прямой линии (изохроне), если система оставалась замкнутой и изменение изотопных отношений в ней было вызвано только радиоактивным распадом  $^{87}\text{Rb}$ . С тех пор изохронный метод прочно вошел в геохронологическую практику и применяется для датирования как минеральных ассоциаций, так и серий когенетических образцов породы в целом. Однако массовое распространение изохронного метода, вызванное его кажущейся простотой и всеобщей доступностью компьютерных программ статистической обработки результатов, таит в себе опасность забвения или недооценки некоторых основополагающих его принципов. Это касается, в первую очередь, условий применения метода для датирования пород различного генезиса на разных уровнях опробования (валовые пробы, ассоциации минералов и тонкозернистые фракции той или иной размерности). Свидетельством необходимости обсуждения этих проблем стала публикуемая в этом номере журнала статья В.И. Виноградова и др. (2003).

Изохронный метод в его Rb-Sr варианте был предложен для определения возраста магматических и метаморфических образований на основании результатов изотопного анализа как минералов, так и валовых проб кристаллических пород. С тех пор определение возраста геологического события по минералам, выделенным из одного образца (построение “минеральных изохрон”), стало не только возможной, но и рутинной процедурой изотопного датирования магматических и

метаморфических пород как Rb-Sr, так и другими методами. Никаких сомнений в когенетичности магматических минералов, выделенных из одного образца, как правило, не возникает, хотя некоторые из них могут несколько различаться по времени кристаллизации. При переходе к метаморфическим породам проблема построения минеральных изохрон усложняется за счет необходимости работы с равновесными минеральными парагенезисами, однако и здесь достижения современной петрологии позволяют выбрать когенетичные минеральные ассоциации и по ним датировать определенный этап метаморфического события.

Сложнее обстоит дело с изотопным датированием валовых проб магматических и особенно метаморфических пород. Здесь при использовании Rb-Sr изохронного метода приходится принимать во внимание вероятность как завышения, так и занижения вычисленного возраста. Эта вероятность связана, с одной стороны, с докристаллизационной предысторией магматических расплавов и протолитов, а с другой – с возможностью посткристаллизационных нарушений изотопной систематики в анализируемых образцах. Тем не менее, тщательное изучение исследуемого материала, в том числе неизотопными методами, в сочетании с пониманием особенностей изотопного датирования соответствующих пород позволяет предотвращать получение недостоверных результатов (обзор и библиографию см. Горохов, 1985; Faure, 1986).

Что же касается осадочных пород, то из-за специфики их состава применение Rb-Sr изохронного метода как к минералам, так и к валовым пробам этих образований требует особенной осторожности и знания существующих проблем. Рассмотрим эти проблемы, не забывая, что основным требованием изохронной модели является когенетичность образцов и что должны существовать независимые геологические, минералогические и геохимические условия, которые

<sup>1</sup> В терминах Rb-Sr изотопной систематики это подразумевает однородность первичных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в упомянутых фазах.

позволяли бы обрабатывать полученные изотопные данные методами аналитической геометрии на графике в координатах  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

### Rb-Sr ИЗОХРОННЫЙ МЕТОД В ПРИМЕНЕНИИ К МИНЕРАЛАМ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Наиболее распространенными осадочными Rb-Sr геохронометрами являются аутигенные минералы силикокластических пород – глобулярные глаукониты, тонкозернистые иллиты и смешанослойные глинистые минералы, для которых характерны высокие отношения Rb/Sr. Использование иллитсодержащих тонкозернистых фракций с размером зерен менее 2 мкм для изотопного датирования осадочных пород было введено в практику сотрудниками Страсбургского университета (Bonhomme, Millot, 1966), которые показали теоретическую возможность новообразования и преобразования глинистых минералов в термодинамических условиях зон седиментации и диagenеза. В последние десятилетия прошлого века этой группой и другими геохронологами было выполнено множество работ по изучению изотопной систематики разновозрастных (в том числе докембрийских) глинистых минералов на различных стадиях литогенеза и опубликованы важные обобщения (Bonhomme, 1982; Clauer, 1976, 1979, 1982a; Горохов, Семихатов, 1984; Семихатов, Горохов, 1984; Горохов, 1985; Clauer et al., 1992; Clauer, Chaudhuri, 1995). Было установлено в частности, что возраст седиментации глинистых осадков “не может быть непосредственно определен Rb-Sr методом в связи с отсутствием действующих механизмов, способных обеспечить на этой стадии осадочного цикла однородность изотопного состава Sr (при различии отношений Rb/Sr) в валовых пробах осадков или каких-либо их фракциях” (Горохов, 1985, с. 117), даже в чрезвычайно медленно накапливающихся тонкозернистых глубоководных красных глинах (Семихатов, Горохов, 1984 и ссылки в этой работе). В отличие от этого, диagenез погружения, который порождает трансформацию смешанослойных глинистых минералов и освобождение значительных масс элизионных флюидов (Холодов, 1983), вполне доступен датированию Rb-Sr методом на основании анализа минеральных фракций обломочных толщ. Для докембрия этот возраст может рассматриваться как первое приближение к возрасту осадконакопления.

Дальнейшие работы, направленные на совершенствование методики датирования глинистых пород и минералов, сконцентрировали внимание на выделении и Rb-Sr анализе разноразмерных тонкозернистых субфракций (Morton, 1985; Clauer et al., 1990; Gorokhov et al., 1994; Schaltegger et al., 1994; Горохов и др., 1997, 2001, 2002; Zwingmann

et al., 1999). Эти методики используют те же приемы, которые лежат в основе построения “минеральных изохрон” для кристаллических пород, и прежде всего требуют выделения субмикронных глинистых фракций. Это позволяет если не полностью разделить, то хотя бы обогатить кластогенные и аутигенные минеральные ассоциации силикокластических пород. Такое обогащение является первым шагом на пути к датированию дискретных этапов литогенеза. Субфракции одинакового размера, выделенные из нескольких образцов одного и того же горизонта, вопреки утверждению В.И. Виноградова и его соавторов, часто заметно различаются по своим Rb/Sr отношениям (Morton, 1985; Gorokhov et al., 1994; Uysal et al., 2001) и в ряде случаев успешно использовались для датирования этапов литогенеза. Однако выделение обогащенных размерных субфракций не решает проблему полностью, поскольку в масштабе образца не приводит к получению необходимого для изохронных построений *когенетического* материала. Этот материал трудно добыть и путем дальнейшего механического или физического разделения глинистых фракций, но при выполнении определенных условий он может быть получен с помощью химических методов.

Действительно, геохронологическая практика показала, что химическое разделение минералов глинистых пород может быть проведено с помощью процедуры выщелачивания, которая применяется к тонкозернистым фракциям аргиллитов и глин, использует различные реагенты и приводит к отделению растворимых фаз от нерастворимых слоистых силикатов. Однако идентификация растворимых фаз представляет собой непростую задачу. В то время как минеральный состав и структура, а также химический состав необработанных размерных фракций слоистых силикатов и остатков от выщелачивания могут быть изучены различными методами, для вытяжек, по существу, единственным средством оценки их состава и происхождения является химический анализ.

Очевидно, что изотопный состав Sr в вытяжках является интегральным отражением его состава в растворимых несиликатных минеральных фазах и в специфических для глинистого материала положениях – в обмениваемых межслоевых позициях и на базальных поверхностях. Ряд недавних работ (Toyoda, Masuda, 1991; Ohr et al., 1991, 1994; Clauer et al., 1993; Schaltegger et al., 1994) свидетельствует, что значительная часть материала, выщелачиваемого из силикокластических пород, происходит именно из ассоциированных растворимых минералов (карбонатов и фосфатов), а не из обмениваемых положений в самих глинистых минералах. Это предполагает, что фракционирование Rb и Sr в осадке происходит вскоре после его отложения. В результате Rb и Sr попадают в аутигенные фазы, которые со

времени своего образования способны оставаться замкнутыми геохимическими системами и могут быть разделены путем лабораторного выщелачивания. Если это так, то Rb-Sr датировки пелитов зоны диагенеза, вычисленные по трехточечным “внутренним изохронам” (необработанная субфракция – кислотная/ацетатная вытяжка – остаток от выщелачивания), можно считать эквивалентами возрастных значений, получаемых по минеральным изохронам для аутигенных карбонатов (фосфатов) и иллита (смешанослойного иллит-сметкита). Если же это не так, то получаемые возрасты следует рассматривать в качестве модельных при не вполне правильно оцененных первичных отношениях  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . В пользу первой альтернативы свидетельствует то, что вычисленные первичные отношения обычно закономерно меняются с изменением эффективного диаметра исследованных частиц. Такие зависимости говорят о том, что разноразмерные субфракции содержат неодинаковые доли иллита различного происхождения с сопутствующими легкорастворимыми аутигенными минералами, но никак не о том, что некий процесс выровнял изотопный состав Sr в ассоциированных фосфатах и карбонатах.

Необходимыми условиями того, чтобы упомянутые трехточечные линии в координатах  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  имели геохронологический смысл, являются, во-первых, соответствие состава вытяжки составу реально существующей растворимой карбонатной и/или фосфатной фазы, а во-вторых, отсутствие избирательного извлечения радиогенного  $^{87}\text{Sr}$  из силикатного материала в ходе лабораторного выщелачивания. Последняя проблема возникла после того, как Г. Фор и П.Дж. Баррет (Faugere, Barrett, 1973) в солянокислых вытяжках из неморских карбонатных пород обнаружили отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , значительно превышавшие соответствующие значения в океанической воде. Однако доли силикокластической составляющей в изученных этими авторами образцах были очень велики (до 83%) и коррелированы с отношениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в карбонатном материале. Поэтому высокие значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в этих карбонатах, как показывают современные исследования (Семихатов и др., 2002), вероятно, были следствием диагенетического обмена с силикатным материалом, а не результатом преимущественного извлечения радиогенного  $^{87}\text{Sr}$  из сосуществующих глинистых минералов при обработке образцов 0.1N HCl, как полагали Г. Фор и П.Дж. Баррет. Н. Клауэр также наблюдал выщелачивание радиогенного  $^{87}\text{Sr}$  из 1M иллита при обработке 2.5N HCl (Clauer, 1979), однако выщелачивание того же самого иллита 1N HCl дало отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в кислотной вытяжке, идентичное наблюдаемому в ассоциированном карбонате (Clauer et al., 1993). Поэтому изотопный состав Sr в вытяжке 1N HCl мог рас-

сматриваться как характеристика среды образования глинистых и карбонатных минералов.

В литературе известен ряд других примеров использования различных выщелачивающих агентов, которые могли бы вызвать преимущественное извлечение радиогенного  $^{87}\text{Sr}$  из структуры глинистых минералов, если бы такое извлечение имело место. Н. Клауэр и его коллеги выщелачивали 1N HCl современные морские аутигенные силикатные минералы, такие как филлипсит, нонтронит и бейделлит (Clauer, 1982b; Clauer et al., 1982, 1984), а также детритовые смектиты (Holtzapffel et al., 1985; Clauer et al., 1990). М. Кралик (Kralik, 1984) сравнивал Rb-Sr данные для тонкозернистых фракций иллита, выщелоченных 1N HCl, этилендиаминтетраацетатом аммония ( $\text{NH}_4$ -EDTA) и катионообменной смолой. М. Ор с соавторами (Ohr et al., 1991) использовали 1N HCl и 10%  $\text{CH}_3\text{COOH}$  для выщелачивания глинистых фракций третичных аргиллитов из скважины на побережье Мексиканского залива, а Н. Клауэр с коллегами (Clauer et al., 1993) изучали Rb-Sr систематику при обработке тонкозернистых фракций нижнекембрийских синих глин Северной Эстонии рядом реагентов: 1N HCl, 1N  $\text{NH}_4\text{Cl}$ , гуминовой кислотой, ацетоном, катионообменной смолой и  $\text{NH}_4$ -EDTA. Ни в одной из этих работ не было выявлено селективного выщелачивания радиогенного  $^{87}\text{Sr}$  из глинистых фракций, включающих диагенетический 1M иллит. Поэтому утверждение В.И. Виноградова и его соавторов, что основная масса радиогенного Sr при выщелачивании юсматских аргиллитов 1N ацетатом аммония, имеющим pH = 7, дифференциально извлекается из глинистых минералов, не корректна с геохимической точки зрения. Предположению же о переходе Rb и Sr в вытяжку в результате конгруэнтного растворения глинистых минералов аргиллитов противоречат наклоны линий, проведенных через точки ацетатных вытяжек из разноразмерных субфракций в координатах  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (см. Горохов и др., 2001, рис. 9). Дело в том, что рифейская последовательность Анабарского массива, завершаемая юсматской свитой, отделена принципиальным несогласием от магматических серий дорифейского кристаллического фундамента Анабарского массива, а U-Pb возраст цирконов из геологически наиболее молодых членов названных серий равны  $1843 \pm 12$  и  $1760 \pm 20$  млн. лет (Розен и др., 2000 и ссылки в этой работе). Датировки же, эквивалентные наклонам линий на рис. 9 (Горохов и др., 2001), составляют 1950–2300 млн. лет и намного превышают максимальный возрастной предел отложений юсматской свиты.

Таким образом, “внутренние изохроны”, получаемые в результате выщелачивания тонкозернистых субфракций глинистых пород, представляют собой аналоги минеральных изохрон для

магматических и метаморфических пород и не являются “искусственным способом расчета возраста”, как полагают В.И. Виноградов и его соавторы. Слабость аргументов, приводимых в поддержку последней точки зрения, видимо, ясна и нашим оппонентам, так как, в отличие от своих обычных безапелляционных утверждений, здесь они выражаются много осторожнее и пишут, что “легко извлекаемый из образца Sr *может* не иметь, и, *видимо, иногда* (курсив наш, И.Г., М.С. и Н.М.) действительно не имеет отношения к Sr, который жестко связан в кристаллической решетке минерала” (Виноградов и др., 2003, с. 115). Более того, в работе, посвященной изотопному изучению довендских отложений Байкитского поднятия Сибирской платформы, В.И. Виноградов и др. (1998а, с. 272) сами использовали процедуру выщелачивания аргиллитов соляной кислотой, указав, что “этот прием бывает полезен при оценках значимости сомнительных эрохронных построений”. К сказанному добавим, что дополнительным весомым аргументом в пользу реального геохронологического смысла датировок по внутренним изохронам является их частое согласие с выводами о возрасте, которые сделаны на основании изохронных Pb-Pb датировок ассоциированных карбонатных пород (Овчинникова и др., 1998) и/или палеонтологических и C-изотопных хемостратиграфических данных (Knoll et al., 1995; Горохов и др., 1997, 2001; Семихатов и др., 2002).

Перейдем теперь к построениям В.И. Виноградова и др., которые, по мнению этих авторов, являются главным аргументом в пользу “не подлежащего никаким сомнениям” уравнивания изотопного состава Sr в изучаемой совокупности проб, будь то тонкозернистые глинистые субфракции или валовые пробы неметаморфизованных силикокластических пород.

#### RB-Sr ИЗОХРОННЫЙ МЕТОД В ПРИМЕНЕНИИ К РАЗНОРАЗМЕРНЫМ ТОНКОЗЕРНИСТЫМ СУБФРАКЦИЯМ СИЛИКОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОРОД

В.И. Виноградов и др. (2003) на рис. 1 и 2 своей статьи воспроизводят наши Rb-Sr данные для разноразмерных глинистых субфракций аргиллитов усть-ильинской и юсмастакской свит Анабарского массива (Горохов и др., 1997, 2001) и утверждают, что полученные линейные зависимости являются изохронными. Начнем с того, что это утверждение не может быть принято по чисто формальным причинам, так как оно противоречит основным требованиям изохронного подхода. Действительно, согласно выстроенной нами системе доказательств, как глинистый материал тонкозернистых субфракций, так и мобильная фаза, удаляемая в результате обработки этих субфрак-

ций раствором ацетата аммония, представляют собой смеси некогенетичных минеральных генераций (Горохов и др., 1997, рис. 6; Горохов и др., 2001, рис. 9 и 10). В.И. Виноградов и др. (2003, с. 115) не согласны с этим выводом и полагают, что мобильный Sr, извлекаемый из глинистых субфракций раствором ацетата аммония, “не имеет никакого отношения к Sr, который жестко связан в кристаллической решетке минерала”. Независимо от того, какая из приведенных точек зрения справедлива, использование нашими оппонентами данных для необработанных субфракций в Rb-Sr изохронных построениях неправомерно по двум причинам. Во-первых, каждая субфракция а priori сложена некогенетичными фазами, содержащими как мобильный, так и жестко связанный Sr. Ссылка В.И. Виноградова и его соавторов (2003, с. 118) на то, что “в вытяжку уходит относительно небольшое количество вещества, и его баланс в пробе при этом почти не нарушается”, дезинформирует читателя, так как из табл. 2 (Горохов и др., 2001) ясно видно, что это “небольшое количество” доходит до 22–33%(!) общего содержания Sr в субфракции. Во-вторых, из-за той же некогенетичности образцов является некорректным проведенное В.И. Виноградовым и др. (2003) на рис. 1 и 2 объединение точек необработанных субфракций и соответствующих остатков от выщелачивания. В данном случае наши оппоненты пренебрегают основными принципами того самого изохронного метода, который используется ими в качестве главного доказательства правоты своей точки зрения.

Для обоснования не менее, чем двухфазного состава большинства глинистых субфракций аргиллитов юсмастакской свиты, а также вариаций этого состава от субфракции к субфракции в нашей работе (Горохов и др., 2001) приведен ряд химических и минералогических (рентгеноструктурных) доказательств, но В.И. Виноградов и др. (2003) не считают последние убедительными, что фактически означает несогласие с мировой практикой исследований в области минералогии глин. Нельзя пройти мимо еще одного обстоятельства. Наши оппоненты пытаются убедить читателя, что различие индексов кристалличности иллита в субфракциях является не следствием минералообразования на разных стадиях литогенеза, а результатом лабораторного истирания проб. При этом В.И. Виноградов с коллегами забывают, что они сами для оценки степени вторичных преобразований изучавшихся ими пород использовали именно этот параметр (Виноградов и др., 1999, с. 401) и игнорируют тот факт, что применяемая нами методика выделения и разделения глинистых фракций вообще не предусматривает истирания проб. Это положение ясно изложено в методических разделах обеих наших статей, посвященных геохронологии рифейских аргиллитов Анабар-

ского массива (Горохов и др., 1997, 2001). Поэтому вопрос о влиянии истирания проб на структурные характеристики глинистых минералов должен быть просто исключен из рассмотрения при анализе наших данных. Здесь же к представленным ранее свидетельствам наличия двух минеральных фаз в глинистом материале аргиллитов юсмастахской свиты добавим еще одно: существенно различное отношение  $K/Rb$  в их крупно- и мелкозернистых иллитовых субфракциях (380–630 против 160–200). Согласно Клауэру и соавторам (Claueg et al., 1993), этот факт сам по себе является показателем минералогического различия глинистых частиц в разноразмерных субфракциях.

В ряде недавних публикаций В.И. Виноградов и др. (1994, 1998а, 2000а,б) значительное внимание уделили линиям смещения и рассмотрели, в частности, примеры возникновения такого рода псевдоизохронных зависимостей в результате соосаждения плиоцен-четвертичных вулканогенных и терригенных илов (Asahara et al., 1999) и современных разноразмерных фракций силикокластических морских осадков (Eisenhauer et al., 1999). Таким образом, наши оппоненты, казалось бы, должны иметь ясное представление о том, что объединение на одной Rb-Sr диаграмме осадков с различной крупностью зерна ведет к получению линий смещения, не имеющих геохронологического смысла. Это, однако, не мешает им трактовать линейные зависимости для разноразмерных тонкозернистых субфракций рифейских аргиллитов усть-ильинской и юсмастахской свит (Виноградов и др., 2003, рис. 1 и 2) как эрохроны, отражающие возраст “некоего эпигенетического события, которое произошло около 1000–1100 млн. лет назад и затронуло всю толщу довендских отложений Анабарского массива”. При этом наши оппоненты не обращают внимания на то обстоятельство, что различие минерального и химического составов разноразмерных тонкозернистых субфракций накладывает серьезные ограничения на возможность уравнивания изотопов Sr между субфракциями. Очевидно, что диффузия в твердой фазе неэффективна при низких температурах, и поэтому механизм эпигенетического изотопного уравнивания должен включать полную перекристаллизацию глинистых минералов с участием интерстициального флюида. Такая перекристаллизация, необходимость которой признается В.И. Виноградовым и др. (2000б, с. 643), непременно должна была бы приводить не только к изотопной гомогенизации Sr, но и к уравниванию минерального и особенно химического составов глинистого материала в субфракциях. Однако подобного процесса в изученных аргиллитах не отмечено. Здесь мы вынуждены повторить (*repetitio est mater studiorum*), что наблюдаемое в субфракциях юсмастахских аргиллитов увеличение отношения  $Rb/Sr$  по мере уменьшения

размеров частиц (Горохов и др., 2001, с. 16) не допускает возможности образования иллита в ходе единого процесса кристаллизации или перекристаллизации на любой стадии литогнеза. Следовательно, предлагаемая В.И. Виноградовым и его соавторами концепция уравнивания изотопного состава Sr в глинистых субфракциях аргиллитов, которая может показаться привлекательной с позиций аналитической геометрии, не выдерживает элементарной геохимической проверки.

Теперь поясним, почему же линейные зависимости на рис. 1 и 2 (Виноградов и др., 2003), не будучи изохронными, характеризуются сходными значениями тангенса угла наклона. Легко заметить, что на этих рисунках самые высокие отношения  $^{87}Rb/^{86}Sr$  и  $^{87}Sr/^{86}Sr$  свойственны тем фигуративным точкам, которые отвечают остаткам от выщелачивания глинистых субфракций с наименьшей величиной зерна (<0.1 и 0.1–0.2 мкм; Горохов и др., 2001, рис. 5 и 6). Это именно те субфракции, которые наиболее обогащены молодыми генерациями иллита с возрастом 1000–1200 млн. лет. Поскольку наклон прямых, аппроксимирующих линейные последовательности при использовании метода наименьших квадратов, во многом определяется положением “крайних” точек, неудивительно, что датировки, вычисленные с помощью таких псевдоизохрон, близки ко времени формирования этих молодых генераций. Удивительно другое: в разделе, посвященном рассмотрению особенностей “внутренних изохрон”, В.И. Виноградов и др. (2003), обсуждая свойства линейных зависимостей в координатах  $^{87}Rb/^{86}Sr$ – $^{87}Sr/^{86}Sr$ , констатируют, что наклоны прямых “задаются далеко отстоящими от начала координат точками” и потому “вычисляемый возраст может быть близким к некоторой реальности”. Таким образом, наши оппоненты используют двойной стандарт при интерпретации данных на Rb-Sr диаграммах. Понимая искусственный характер приведенных ими в таблице возрастных значений, они тем не менее утверждают, что положение линий на рис. 1 и 2 “не оставляет места для случайности” и их наклон “действительно отражает возраст некоего эпигенетического события”. На самом же деле, измеренные значения  $^{87}Sr/^{86}Sr$ , свойственные фигуративным точкам остатков от выщелачивания, в данном случае настолько велики, что значения кажущегося возраста очень мало чувствительны к принимаемому величинам первичных отношений  $^{87}Sr/^{86}Sr$ . Поэтому фактически мы имеем здесь дело не с изохронными, а с модельными возрастными молодыми (1000–1200 млн. лет) генерациями иллита. В отличие от В.И. Виноградова и его соавторов, которые связывают образование этих минеральных фракций с “неким эпигенетическим событием”, мы в предыдущих работах (Горохов и др., 1997, 2001) рассмотрели конкретные процессы, которые могли приводить

и приводили к такому образованию. Итак, псевдоизохронные построения наших оппонентов некорректны с изотопно-геохронологической точки зрения и не несут какой-либо информации о процессах литогенеза в рифейских отложениях Анабарского массива.

### Rb-Sr ИЗОХРОННЫЙ МЕТОД В ПРИМЕНЕНИИ К ВАЛОВЫМ ПРОБАМ СИЛИКОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОРОД

Прежде всего подчеркнем, что подход, основанный на Rb-Sr датировании *валовых проб* тонкозернистых силикокластических пород, в настоящее время активно применяется только группой В.И. Виноградова, хотя именно глинистые породы были одним из первых геохронометров, использованных для определения Rb-Sr возраста осадочных толщ (Compston, Pidgeon, 1962; Whitney, Hurley, 1964). Такой приоритет глинистых пород был обусловлен тем, что главными их компонентами являются богатые K и Rb слоистые силикаты, а необходимое для применения Rb-Sr изохронной модели уравнивание изотопного состава Sr в датируемых объектах *предполагалось* в ходе седиментогенеза за счет изотопного обмена с морской водой. Однако после классических работ Э. Дэша и его коллег (Dash et al. 1966, Dash, 1969), стало ясно, что ни такой обмен, ни перемешивание гетерогенных обломочных зерен в ходе их переноса не способны обеспечить гомогенизацию изотопного состава Sr в морских осадках при сохранении различий отношений Rb/Sr в кон-

кретных образцах. Поэтому последующие работы, направленные на получение данных о возрасте силикокластических пород, уже не опирались на анализ их валовых проб (обзор и библиографию см. Семихатов, Горохов, 1984; Горохов, Семихатов, 1984). Исключением в течение некоторого времени были лишь исследования У. Кордани и его группы (Cordani et al., 1978, 1985; Misuzaki et al., 1994).

Главным препятствием на пути Rb-Sr изохронного датирования валовых проб терригенных пород является различная способность их обломочных и аутигенных компонентов к изотопному уравниванию с окружающей средой в ходе постседиментационных процессов. Эти проблемы подробно рассмотрены в печати (Clauer, 1982a, Горохов, Семихатов, 1984; Горохов, 1985; Clauer, Chaudhuri, 1995). Поэтому здесь мы затронем лишь некоторые их аспекты.

Поскольку силикокластические породы представляют собою смесь разновозрастных неогенетических минералов, образованных на разных этапах литогенеза, точки валовых проб этих пород на диаграммах в координатах  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в общем случае должны лежать вне “изохрон сравнения”, отвечающих возрасту любого постседиментационного процесса, если последний не привел к полной переработке осадочного материала. Положение точек на таких диаграммах относительно изохрон сравнения определяется соотношением:

$$\frac{\text{непреобразованный кластический материал} + \text{частично преобразованный кластический материал}}{\text{полностью преобразованный кластический материал}} + \frac{\text{новообразованный материал}}{\text{материал}}$$

Изучение мощной толщи миоценовых глинистых осадков на побережье Мексиканского залива (Perry, Turekian, 1974) уже давно показало, что гомогенизация изотопов Sr в различных фракциях этих осадков, содержащих переменные количества детритовых минералов (полевого шпата, иллита и каолинита), при диагенезе погружения не происходит даже на глубине 5 км. Тем более нельзя ожидать, что такая гомогенизация будет достигнута в толщах аргиллитов, алевролитов и песчаников на расстояниях в десятки и сотни метров по стратиграфической вертикали и в десятки и сотни километров по латерали. Между тем именно такие далеко разобщенные пробы В.И. Виноградов и др. (1994, 1996, 1998а,б, 1999, 2000а,б) привлекают к исследованию в попытках определить Rb-Sr возраст эпигенетических процессов, охватывающих рифейские толщи Сибири и Ура-

ла. Иллюстрацией сказанного, в частности, служит анализ Rb-Sr данных для глинистых фракций аргиллитов усть-ильинской свиты Анабарского массива, приведенных на рис. 2 и в таблице в статье В.И. Виноградова и др. (2003). Если, как считают авторы этой статьи, линейные зависимости на рис. 2 представляют собой не линии смешения, а эрохроны, отражающие возраст “некоего эпигенетического события, которое затронуло всю толщу довендских отложений Анабарского массива”, то изотопный состав Sr должен был бы стать гомогенным по крайней мере в тонкозернистых субфракциях аргиллитов, отобранных из одного пласта на расстоянии нескольких метров один от другого. Однако из упомянутой таблицы, напротив, следует, что “первичные”, по мнению В.И. Виноградова и его соавторов, отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в глинистых фракциях разных образцов

заметно различаются. Следовательно, нет никаких оснований говорить о гомогенизации изотопного состава Sr не только в региональном масштабе (“во всей толще довендских отложений Анабарского массива”), но и в масштабе валовых проб глинистых пород, отобранных в пределах определенных свит. Таким образом, постседиментационные изменения силикокластических пород, не вызвавшие полного преобразования кластогенных полевых шпатов и слюд, не способны привести к реальному изотопному уравниванию Sr во всех фазах породы и тем более в отобранных на значительных расстояниях друг от друга валовых пробах любого размера. Это заключение, сделанное геохронологами более двух десятков лет назад (например, Clauer, 1976), заставило исследователей искать новые пути для получения геохронологической информации о процессах литогенеза.

Путь, избранный В.И. Виноградовым и др. (1994, 1996, 1998а,б, 1999, 2000а,б), заключается в Rb-Sr изучении валовых проб силикокластических пород и графическом анализе полученных данных в координатах  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Однако выбрав изохронный метод в качестве основного, если не единственного инструмента исследования, эти авторы в большинстве своих работ не выполняют основных условий его применения. Вопреки мировой практике, в их работах молчаливо подразумевается, что линейные зависимости в вышеуказанных координатах, построенные для некогенетичных образцов и включающие значительную геохимическую дисперсию (так называемые “эрохроны”), пригодны для вычисления возраста геологических процессов. Для обозначения таких процессов В.И. Виноградов обычно употребляет термин “эпигенез”, который по существу является термином свободного пользования и потому может привлекаться к объяснению любых датировок, не подразумевая связи с какими-либо конкретными геологическими событиями. Впрочем, в некоторых особых случаях, когда степень переработки кластического материала высока, получаемые по валовым пробам осадочных пород датировки все же могут приближаться к возрасту реальных процессов.

Накопленный опыт Rb-Sr датирования силикокластических пород разного возраста показывает, что физические и минеральные изменения в масштабе валовых проб этих пород начинаются на стадии анхиметаморфизма (метакристаллитизации) и продолжаются до стадии образования стабильных равновесных минеральных парагенезисов метаморфических пород в условиях зеленосланцевой и особенно амфиболитовой фации (Peterman, 1966; Montigny, Faure, 1969; Gorokhov et al., 1970; Горохов и др., 1982; Graham, 1985; Горохов, 1987). В результате метакристаллитизации в таких условиях иногда дают геологически значимые Rb-Sr изохроны

даже при “региональном” опробовании (Горохов, 1985), когда места отбора проб разделены расстояниями в десятки километров. При этом, конечно, не требуется действительного перемещения вещества на такие расстояния. Если весь объем протолита может быть разделен на ряд равномерных распределенных субобъемов, каждый из которых имеет одно и то же отношение Rb/Sr, соответствующее среднему отношению во всей породе, то по мере накопления радиогенного  $^{87}\text{Sr}$  такие субобъемы будут иметь и одинаковые средние значения отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (Roddick, Compston, 1977; Горохов, 1985).

С учетом вышесказанного, полученные В.И. Виноградовым и др. (1999) для нижнерифейской ( $1650 \pm 50$ – $1350 \pm 50$  млн. лет) бурзянской серии Южного Урала Rb-Sr эрохронные датировки валовых проб алеврит- и песчано-глинистых пород, лежащие в пределах 880–980 млн. лет, представляются вполне закономерными и отражающими тенденцию к уравниванию изотопного состава Sr в названных породах в ходе эпигенетических изменений. Это тем более так, что в средней части бурзянской серии локализовано крупное метасоматическое месторождение сидеритов, возникновение которого  $1010 \pm 100$  млн. лет назад сопровождалось мобилизацией вещества вмещающих силикокластических пород (Кузнецов и др., 2001). Нужно однако особо подчеркнуть, что доказательств полной гомогенизации изотопного состава Sr в масштабе проанализированных В.И. Виноградовым и др. (1999) валовых проб бурзянских пород нет. Во-первых, все эти пробы, наряду с переменными количествами аутигенных K- и Rb-содержащих минералов, включают кластические полевые шпаты, слюды и фрагменты чужеродных пород. Во-вторых, индексы кристалличности иллита в изученных породах показывают, что степень их постседиментационных преобразований не превышала уровня анхиметаморфизма (Виноградов и др., 1999, с. 402 и 409). Утверждение же В.И. Виноградова и др. (1999, с. 410), что бурзянские породы местами испытали высокотемпературный ( $500^\circ\text{C}$ ) метаморфизм амфиболитовой фации или биотитовой (суб)фации (Виноградов и др., 2000б) не вяжется с реально наблюдаемыми минеральными парагенезисами (Маслов и др. 2001). В других случаях, когда доля переработанного кластического материала в датированных породах велика, “эрохронные” построения В.И. Виноградова некорректны, внутренне противоречивы и не отражают геохронологической реальности. Приведем несколько примеров.

При изотопном изучении рифейских отложений Учуро-Майского региона Восточной Сибири авторы справедливо отмечают, что “K-Ar датирование валовых проб терригенных пород может приводить к самым различным результатам” (Виноградов и др., 1998б, с. 640), которые могут не

иметь “никакого отношения к геологически значимым событиям” (Виноградов и др., 2000а, с. 176). Однако авторы забывают добавить, что сказанное в равной степени относится и к Rb-Sr датированию тех же проб, ибо обе изотопные системы опираются на одни и те же минеральные носители геохронологической информации. Различие между названными системами заключается только в том, что возможные в Rb-Sr систематике графические построения при некритическом к ним отношении могут создать иллюзию достоверности результатов и таким образом открыть простор для спекуляций.

Значительная часть противоречий, содержащихся в рассматриваемых статьях, вызвана тем, что В.И. Виноградов и его соавторы необоснованно придают геохронологический смысл вычисленным ими эрохронным Rb-Sr датировкам. Так, на с. 641 цитированной выше статьи (Виноградов и др., 1998б) содержится утверждение “о большей устойчивости K-Ag системы в глинистых минералах по сравнению с Rb-Sr системой”, но чуть ниже сообщается, что “гораздо чаще встречаются согласованные возрасты по обеим системам”. Несколько раньше в той же статье авторы отмечают близость K-Ag датировок глауконитов и валовых проб алевритов (заметно превышающих, кстати, вычисленные ими Rb-Sr “возрасты”), без всяких оснований объявляют эту близость результатом “омоложения” и делают противоречащий мировому опыту вывод о том, что “определяемый по глаукониту возраст не может характеризовать время образования осадка или его раннего диагенеза” (Виноградов и др., 1998б, с. 640). В другой статье при попытке объяснить более древний K-Ag возраст глауконита по сравнению с “возрастом” валовых проб алеврит-глинистых пород В.И. Виноградов и др. (2000а, с. 179) выдвигают невероятное предположение о потере глауконитом калия при сохранении радиогенного аргона.

Полученные для четырех свит рифея Учуро-Майской плиты возрастающие вниз по разрезу Rb-Sr эрохронные датировки валовых проб алеврит- и песчано-глинистых пород (верхнерифейская кандыкская свита – 690 млн. лет, среднерифейские омнинская и кондерская свиты – 811 и 810 млн. лет и нижнерифейская омахтинская свита – 954 млн. лет) В.И. Виноградов и его коллеги (2000а) связывают с прохождением этими свитами в процессе погружения осадков неких критических уровней глубины и температуры, породивших интенсивную трансформацию глинистых минералов. Анализ литературных данных о *PT*-условиях такой трансформации привел В.И. Виноградова с соавторами к выводу, что минеральные преобразования в изученных породах, определившие приведенные выше Rb-Sr эрохронные датировки, происходили на глубинах 2.5–3 км и

при температуре 80–100°C, хотя некоторые исследователи для других примеров давали более высокие оценки этих параметров (глубины до 5 км, температура  $260 \pm 30^\circ$ ; Виноградов и др., 2000а и ссылки в этой работе). Такой интерпретации геологического значения полученных Rb-Sr эрохронных датировок противоречат три обстоятельства.

Во-первых, каждый исследователь, знакомый с геологией рифея Учуро-Майского региона, знает, что южная кромка Учурской впадины, откуда происходят изученные В.И. Виноградовым пробы омахтинских пород, и северо-западный склон Омнинского поднятия, где были собраны пробы омнинских и кондерских пород, не могли 950–800 млн. лет назад быть погружены на указанные глубины. Об этом однозначно свидетельствуют мощности перекрывающих их рифейских отложений (Семихатов, Серебряков, 1983; Шенфильд, 1991). Во-вторых, цветовые индексы (Hayes et al., 1983) рифейских органостенных микрофоссилий, широко развитых на Учуро-Майской плите (Вейс и др., 1998; Вейс, Воробьева, 2002), показывают, что вмещающие их породы никогда не нагревались выше 60–80°C. В-третьих, в Юдомо-Майском прогибе, который примыкает к Учуро-Майской плите с востока и в рифее испытывал гораздо более интенсивные погружения, чем эта плита, вычисленный В.И. Виноградовым и др. (2000а) эрохронный Rb-Sr “возраст” силикокластических пород геологически разновозрастных свит меняется немонотонно и вне зависимости от их стратиграфического положения, хотя именно здесь, согласно рассматриваемой модели, следовало бы ожидать направленного увеличения упомянутого возраста сверху вниз по разрезу.

Работы В.И. Виноградова и его коллег (1994, 1998), посвященные Rb-Sr систематике рифейских толщ внутренних районов Сибирской платформы (Катангской седловины и Байкитского поднятия), основаны на анализе случайных образцов, представленных валовыми пробами стратиграфически разновозрастных песчано- и алеврит-глинистых пород, которые были отобраны из скважин, отстоящих друг от друга на многие десятки и первые сотни километров. Более чем сомнительно, что какие-либо геологические процессы могли вызвать изотопную гомогенизацию Sr в столь внушительном объеме метаморфизованных силикокластических пород тем более, что в проанализированных пробах присутствуют обломочные зерна полевого шпата, слюд, чужеродных пород, а местами и глобулы аутигенного глауконита, сохраняющего индивидуальность своей Rb-Sr системы. Невзирая на это, В.И. Виноградов и др. (1994) при интерпретации данных по Катангской седловине сочли возможным приписать геологический смысл полученной на Rb-Sr диаграмме линейной зависимости с кажущимся

возрастом около 1530 млн. лет. В случае Байкитского поднятия авторы (Виноградов и др., 1998а) объединили на одной Rb-Sr диаграмме данные для 19 образцов аргиллитов разных стратиграфических уровней и, получив на графике вытянутое облако точек (что вполне естественно), интерпретировали эти данные как свидетельствующие о преобразовании всего довендского чехла региона 1200–1300 млн. лет назад и, соответственно, о более древнем возрасте самого чехла. Таким выводам противоречат как палеонтологические (микрофоссилии, строматолиты), так и С-изотопные хемотратиграфические данные, которые свидетельствуют, что терминальные горизонты довендских последовательностей внутренних районов Сибирской платформы представлены верхнерифейскими отложениями (Хоментовский, Наговицин, 1998; Хабаров и др., 2000) и имеют возраст менее 1030 млн. лет (Семихатов и др., 2000).

### О НЕКОТОРЫХ ВОПРОСАХ МЕТОДОЛОГИИ

В заключение остановимся на некоторых проблемах методологии, используемой группой В.И. Виноградова как при проведении собственных исследований, так и при анализе работ тех геохронологов, с подходами и результатами которых наши оппоненты не согласны.

Причиной многих неувязок в работах В.И. Виноградова с соавторами служит их убеждение, что единственным критерием, который позволяет определить состоятельность полученных величин изотопного возраста, является линейное расположение фигуративных точек на Rb-Sr эволюционной диаграмме. Однако всем специалистам в области изотопной геохронологии хорошо известно, что ни Rb-Sr, ни K-Ar формальная систематика сами по себе не могут подтвердить или опровергнуть геохронологическую состоятельность полученной информации (единственное исключение представляет диагностика линий смешивания). В частности, в работе Д.Д. Соколова и М.И. Буякайте (1986), положения и математический аппарат которой часто используются группой В.И. Виноградова в геохронологических построениях (Виноградов и др., 1994, 1998а,б, 1999, 2000б), сфера применения математической статистики к аналитическим данным изложена вполне определенно: “Высокий авторитет математики приводит к некоторой переоценке силы статистических методов. Реально аппарат математической статистики может играть очень важную, но все же *вторичную* роль и *не может* заменить (курсив наш, И.Г., М.С. и Н.М.) всестороннего геохронологического и геологического обсуждения ситуации”. Это заключение ясно подчеркивает, что линейное расположение точек на изохронной диаграмме является необходимым, но *не доста-*

*точным* доказательством геохронологической, а тем более геологической значимости вычисленного возрастного значения.

Заметим еще, что в изотопно-геохронологических публикациях непременно должна быть указана мера отклонения полученного набора аналитических данных от применяемой математической (изохронной) модели. Однако наши оппоненты далеко не всегда следуют этому правилу (Виноградов и др., 1996, 2000а, 2003). Напомним, что эрохрона отличается от изохроны тем, что разброс фигуративных точек относительно этой линии значимо превышает погрешность эксперимента, свидетельствуя о непригодности изохронной модели для математической обработки совокупности полученных аналитических данных. Поэтому возрастные значения, вычисленные из наклона эрохрон, могут обсуждаться только при наличии *независимых* доказательств проявления соответствующих геологических событий. Если же мера разброса точек не приведена, геохронологическая информация, извлекаемая из эрохроны, полностью обесценивается.

При оценке параметров линейных зависимостей с помощью полиномиального метода наименьших квадратов в качестве меры разброса точек относительно аппроксимирующих прямых принято использовать средний квадрат взвешенных отклонений (СКВО, в английском варианте – MSWD). Эта величина всеми геохронологами вычисляется на основе статистических весов отдельных точек и уклонений на изохронной диаграмме измеренных значений от вычисленных (McIntyre et al., 1966; Williamson, 1968; Шуколюков и др., 1974). К сожалению, результаты наших оппонентов и в тех случаях, когда они пытаются охарактеризовать состоятельность своих геохронологических построений, не могут непосредственно сопоставляться с данными других исследователей. Причина этого состоит в том, что В.И. Виноградов и его соавторы при вычислении СКВО, неправомерно сохраняя принятую аббревиатуру и почему-то называя искомую величину среднеквадратичным отклонением (?), используют для вычисления статистических весов удвоенные значения стандартных отклонений (Виноградов и др., 1998а, с. 272). Нетрудно убедиться, что такая подмена вчетверо снижает значение СКВО и смещает условную границу между изохронами и эрохронами в “выгодном” для авторов направлении.

Возвращаясь к вопросу о возможности оценки состоятельности изотопно-геохронологической информации на основе самих изотопных данных, отметим, что одним из немногих критериев, позволяющих в ряде случаев отделить результаты смешивания от Rb-Sr возрастных реалий, является наличие корреляции в координатах  $1/Sr-^{87}Sr/^{86}Sr$  (Faure, 1986). Однако и здесь наши оппо-

ненты, обсуждая собственные данные для докембрийских отложений Юдомо-Майского прогиба, ставят читателя в тупик, утверждая, что такая корреляция является не свидетельством смешения двух фаз в анализированном материале, а, напротив, подтверждением геохронологической значимости полученных датировок (Виноградов и др., 2000а, с. 178).

Следует также отметить, что для получения хотя бы подобия линейных зависимостей на Rb-Sr диаграммах В.И. Виноградову с соавторами в ряде случаев уже после изотопного анализа и графического представления материала приходится отбраковывать значительную часть аналитических данных. Так, при вычислении возраста верхнедокембрийских отложений Уринского поднятия из 21 проанализированного образца исключены 9 (Виноградов и др., 1996), а в работе по нижнерифейским отложениям Южного Урала из 34 изученных образцов отброшено 14 (Виноградов и др., 1999), но каких-либо данных о минеральной или иной специфике забракованных образцов ни в том, ни в другом случае не приведено. Поистине, авторы здесь действуют в соответствии с ироничным следствием из закона Мейерси, которое гласит, что эксперимент можно считать удавшимся, если нужно отбросить не более 50% сделанных измерений, чтобы достичь соответствия с теорией.

Переходя к более общим вопросам, подчеркнем, что любое изотопно-геохронологическое исследование должно включать некоторую последовательность обязательных и взаимосвязанных этапов, главными из которых являются следующие: 1) постановка задачи, 2) отбор нужных для ее решения образцов, 3) всестороннее вещественное изучение отобранного материала и выявление степени когенетичности избранных геохронометров, 4) максимально возможное освобождение последних от гетерогенных фаз, 5) изотопное датирование фаз, обогащенных когенетичным материалом, 6) привлечение комплекса геологических, минералогических, изотопно-хемостратиграфических, палеонтологических и других данных, способных пролить свет на реальное значение полученного изотопного возраста. Важнейшая роль в этом комплексе, по нашему мнению, принадлежит информации об условиях образования и преобразования датированных объектов.

С сожалением приходится признать, что в изотопно-геохронологических работах В.И. Виноградова и его коллег эта обязательная цепочка действий страдает серьезными пробелами. В-первых, этими исследователями неоднократно подчеркивается, что образцы, использованные для определения изотопного возраста, подбирались случайным образом. Это приводит не только к дискретному распределению датированных проб в разрезах и на площади, но и к появлению в

изученной коллекции неконтролируемой пропорции образцов, мало пригодных для решения поставленной задачи (например, аркозовых песчано-глинистых неметаморфизованных пород при датировании низкотемпературных постседиментационных процессов). Во-вторых, в работах этих авторов отсутствуют как комплексная вещественная характеристика датированного материала, так и какие-либо попытки освобождения последнего от некогенетичных минеральных фаз. При описании состава датированных образцов В.И. Виноградов и его соавторы главное внимание уделяют доказательству широкого развития в них аутигенных K- и Rb-содержащих минералов, возникших на поздних стадиях литогенеза, оставляя в тени первичные минералогические особенности силикокластических пород. В-третьих, как уже говорилось, В.И. Виноградов с коллегами уклоняются от анализа геологических, тектонических и минералогических данных, которые проливают (или могли бы пролить) свет на историю образования и преобразования пород, валовые пробы которых используются в качестве геохронометров. Вместо этого для оценки геологической значимости изотопных датировок анализируется статистический характер распределения фигуративных точек на изохронных диаграммах. Завершая рассмотрение методологии исследований и полемики В.И. Виноградова и его коллег, коснемся еще нескольких моментов.

Терминология, применяемая названными авторами при описании датированных ими отложений, свидетельствует о действиях в рамках хроностратиграфического пространства. На этом фоне совершенно неожиданными являются утверждения наших оппонентов, что главным критерием проведения границы среднего и верхнего рифея в Учуро-Майском регионе являются изотопно-геохронологические данные (Виноградов и др., 1998б, с. 633; 2000а, с. 179). Двукратное повторение этой сентенции исключает случайную опisku как объяснение столь неожиданного прыжка авторов в хронометрическое поле. Какого-либо объяснения этого действия и последующего возврата в лоно хроностратиграфии (Виноградов и др., 2003, с. 120) не приводится. В связи с этим возникает вопрос, в какой мере осознанно и почему наши оппоненты принимают то одну, то другую концепцию расчленения протерозоя, хотя между ними нет ничего общего (Семихатов, 1995).

Критикуя нас за использование С-изотопных хемостратиграфических данных при обосновании возраста юсмастакской свиты, В.И. Виноградов справедливо пишет о невозможности применения этих данных для *корреляции*, ибо амплитуда колебаний  $\delta^{13}\text{C}$  во всем Анабарском разрезе рифея не выходит за пределы  $0 \pm 1\%$  (Покровский, Виноградов, 1991; Knoll et al., 1995). Однако в статье И.М. Горохова и др. (2001) С-изотопные данные

применялись не для корреляции, а для оценки минимального возрастного предела отложений: мы использовали известные данные о том, что нижняя часть рифейских отложений, имеющая возраст более 1.25–1.27 млрд. лет, обладает близкими к нулю, по существу инвариантными значениями  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ , а вышележащая часть этих отложений отличается гораздо более изменчивыми величинами данного параметра (Knoll et al., 1995; Kah et al., 1999; Bartley et al., 2001).

В.И. Виноградов и др. (2003) приписывают нам мнение, что главным методом определения стратиграфического возраста рифейских микробиот мы считаем изотопно-геохронологический и в “подкрепление” такой точки зрения приводят оборванную на полуслове цитату из статьи И.М. Горохова и др. (2001, с. 6–7). Фрагмент этой цитаты, да еще в отрыве от контекста статьи может создать впечатление, что в данном случае наши оппоненты правы. Однако из второй половины упомянутой цитаты и из контекста наших публикаций ясно следует, что на самом деле, действуя в рамках хроностратиграфии, мы определяем возрастное положение конкретных микробиот на основании комплекса данных, в том числе на основании анализа вертикального распределения их характерных представителей в типовом и опорных разрезах рифея. Именно такой комплекс данных явился решающим в определении стратиграфического возраста конкретной микробиоты, о которой идет речь на стр. 6 и 7 нашей статьи.

Наконец, в статье В.И. Виноградова и др. (2003, с. 119) утверждается, что И.М. Горохов и др. (2001) “имели ясное представление о стратиграфическом возрасте пород юмстахской свиты еще до начала своих исследований”. Подобное утверждение на первый взгляд можно трактовать как скрытый упрек в фальсификации приведенных в нашей статье аналитических данных, необходимой для согласования якобы “заранее известных” представлений о возрасте отложений с их Rb-Sr датировками. Но мы искренне верим, что В.И. Виноградов далек от такой трактовки и надеемся, что все написанное выше поможет ему приблизить свой подход к изучению K-Ar и Rb-Sr систематики силикокластических пород к подходу остальных геохронологов, занимающихся этой проблемой в нашей стране и за ее пределами.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты №№02-05-64210, 02-05-64333.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г. Микрофоссилии сибирского гипостратотипа рифея (омахтинская, кандыкская и усть-кирбинская микробиоты) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 2. С. 27–54.
- Виноградов В.И., Покровский Б.Г., Пустыльников А.М. и др. Изотопно-геохимические особенности и возраст верхнедокембрийских отложений запада Сибирской платформы // Литология и полезн. ископаемые. 1994. № 4. С. 49–76.
- Виноградов В.И., Пичугин Л.П., Быховер В.Н. и др. Изотопные признаки и время эпигенетических преобразований верхнедокембрийских отложений Уринского поднятия // Литология и полезн. ископаемые. 1996. № 1. С. 68–78.
- Виноградов В.И., Корж М.В., Сорокина И.Э. и др. Изотопные признаки эпигенетических преобразований довендских отложений осадочного чехла Байкитского поднятия, Сибирская платформа // Литология и полезн. ископаемые. 1998а. № 3. С. 268–279.
- Виноградов В.И., Покровский Б.Г., Головин Д.И. и др. Изотопные свидетельства эпигенетических преобразований и проблема возраста рифейских отложений Учуро-Майского региона Восточной Сибири // Литология и полезн. ископаемые. 1998б. № 6. С. 629–646.
- Виноградов В.И., Горожанин В.М., Муравьев В.И., Буякайте М.И. Вторичные преобразования нижнерифейских отложений Южного Урала 930 млн. лет назад – Rb-Sr данные // Литология и полезн. ископаемые. 1999. № 4. С. 400–410.
- Виноградов В.И., Вейс А.Ф., Буякайте М.И. и др. Изотопные свидетельства эпигенетических преобразований докембрийских отложений Юдомо-Майского прогиба Восточной Сибири и проблема возраста гипостратотипа рифея // Литология и полезн. ископаемые. 2000а. № 2. С. 168–180.
- Виноградов В.И., Муравьев В.И., Буякайте М.И. и др. Эпигенез среднерифейских отложений Башкирского мегантиклинория Южного Урала – время преобразования и геологические следствия // Литология и полезн. ископаемые. 2000б. № 6. С. 640–652.
- Виноградов В.И., Муравьев В.И., Буякайте М.И. О геохронологическом значении Rb-Sr изучения протерозойских аргиллитов Анабарского массива // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 4. С. 115–121
- Горохов И.М. Рубидий-стронциевый метод изотопной геохронологии. М.: Энергоатомиздат, 1985. 153 с.
- Горохов И.М. Rb-Sr системы в регионально метаморфизованных породах // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза. М.: Наука, 1987. С. 3–19.
- Горохов И.М., Семихатов М.А. Поведение Rb и Sr в процессах осадочного породообразования. Сообщение 2. Поведение Rb и Sr в ходе диагенеза, катагенеза и начального метаморфизма // Литология и полезн. ископаемые. 1984. № 2. С. 87–109.
- Горохов И.М., Мельников Н.Н., Негруца В.З. и др. Полистадийная эволюция иллита в верхнепротерозой-

ских аргиллитах п-ова Средний, Мурманское побережье Баренцева моря // Литология и полезн. ископаемые. 2002. № 2. С. 188–207.

Горохов И.М., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л., Кутявин Э.П. Rb-Sr систематика пелитовых фракций в нижнерифейских аргиллитах: усть-ильинская свита, Анабарский массив, Северная Сибирь // Литология и полезн. ископаемые. 1997. № 5. С. 530–539.

Горохов И.М., Семихатов М.А., Мельников Н.Н. и др. Rb-Sr геохронология среднерифейских аргиллитов юсмастакской свиты, Анабарский массив, Северная Сибирь // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 3. С. 3–24.

Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Каурова О.К. и др. Rb-Sr и U-Pb систематика осадочных и метасоматических карбонатов бакальской свиты (нижний рифей Южного Урала) // 16 Симпозиум по геохимии изотопов. 20–23 ноября 2001 г. Тез. докл. М.: ГЕОХИ РАН, 2001. С. 131–132.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минералогия, геологические памятники природы). Екатеринбург: УрО РАН. 2001. Т. 1. 351 с., Т. 2. 135 с.

Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. и др. U-Pb систематика карбонатных пород протерозоя: инзерская свита стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 8. № 6. С. 3–25.

Покровский Б.Г., Виноградов В.И. Изотопный состав стронция, кислорода и углерода в верхнедокембрийских карбонатах западного склона Анабарского поднятия (р. Котуйкан) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 5. С. 1245–1250.

Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К. и др. Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними аортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 2. С. 163–180.

Семихатов М.А. Методическая основа стратиграфии рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 33–50.

Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея // М.: Наука, 1983. 223 с.

Семихатов М.А., Горохов И.М. Поведение Rb и Sr в процессах осадочного породообразования. Сообщение 1. Поведение Rb и Sr в ходе выветривания, переноса и седиментации // Литология и полезн. ископаемые. 1984. № 1. С. 3–26.

Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М. и др. Изотопный возраст границы среднего и верхнего рифея: Rb-Pb геохронология карбонатных пород лахандинской серии, Восточная Сибирь // Докл. РАН. 2000. Т. 372. № 2. С. 216–221.

Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М. и др. Низкое отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в Гренвильском и пост-

Гренвильском палеоокеане: определяющие факторы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 1. С. 3–46.

Соколов Д.Д., Буякайте М.И. О некоторых особенностях применения метода наименьших квадратов в рубидий-стронциевой геохронометрии // Эволюция системы кора-мантия. М.: Наука, 1986. С. 207–217.

Хабаров Е.М., Пономарчук В.А., Морозова И.П. Эволюция изотопного состава стронция и карбонатного углерода в рифейских бассейнах западной окраины Сибирского кратона // Осадочные бассейны: закономерности строения, эволюция, минералогия. Материалы 4-го регионального Уральского совещания. Екатеринбург, 2000. С. 156–158.

Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. М.: Наука, 1983. 152 с.

Хоментовский В.В., Наговицин К.Е. Неопротерозой запада Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 10. С. 1365–1376.

Шенфильд В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.

Шуколюков Ю.А., Горохов И.М., Левченков О.А. Графические методы изотопной геологии. М.: Недра, 1974. 207 с.

Asahara Y., Tanaka T., Kamioka H. et al. Provenance of the north Pacific sediments and process of source material transport as derived from Rb-Sr isotopic systematics // Chem. Geol. 1999. V. 158. № 2. P. 271–291.

Bartley J.K., Semikhatov M.A., Kaufman A.J. et al. Global events across the Mesoproterozoic-Neoproterozoic boundary: C and Sr isotopic evidence from Siberia // Precambrian Res. 2001. V. 111. № 1/4. P. 165–202.

Bonhomme M.G. The use of Rb-Sr and K-Ar dating methods as stratigraphic tool applied to sedimentary rocks and minerals // Precambrian Res. 1982. V. 18. № 1/2. P. 5–25.

Bonhomme M., Millot G. Mineraux argileux et géochimie isotopique // Proc. Intern. Clay Conference, Jerusalem, Israel. 1966. V. 1. P. 121–133.

Clauer N. Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie de la couverture du craton Ouest-Africain // Sci. Geol. Mem., Strasbourg. 1976. V. 45. 236 p.

Clauer N. A new approach to Rb-Sr dating of sedimentary rocks // Lectures in Isotope Geology / Eds Jager E. and Hunziker J.C., Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag. 1979. P. 30–51.

Clauer N. The rubidium-strontium method applied to sediment: certitudes and uncertainties // Numerical Dating in Stratigraphy / Ed. Odin G.S. Chichester: Wiley and Sons. 1982a. P. 245–276.

Clauer N. Strontium isotopes of Tertiary phillipsites from Southern Pacific: timing of the geochemical evolution // J. Sediment. Petrol. 1982b. V. 52. № 3. P. 1003–1009.

Clauer N., Chaudhuri S. Clays in Crustal Environments. Isotope Dating and Tracing. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag. 1995. 359 p.

- Clauer N., Chaudhuri S., Kralik M., Bonnot-Courtois C. Effects of experimental leaching on Rb-Sr and K-Ar isotopic systems and REE contents of diagenetic illite // *Chem. Geol.* 1993. V. 103. № 1/4. P. 1–16.
- Clauer N., Hoffert M., Karpoff A.M. The Rb-Sr isotope system as an index of origin and diagenetic evolution of southern Pacific red clays // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1982. V. 46. № 12. P. 2659–2664.
- Clauer N., Giblin P., Lucas J. Sr and Ar isotope studies of detrital smectites from the Atlantic Ocean (DSDP, Legs 43, 48 and 50) // *Isot. Geosci.* 1984. V. 2. № 2. P. 141–151.
- Clauer N., O'Neil J.R., Bonnot-Courtois C., Holtzapffel T. Morphological, chemical, and isotopic evidence for an early diagenetic evolution of detrital smectite in marine sediments // *Clays and Clay Minerals.* 1990. V. 38. № 1. P. 33–46.
- Clauer N., Savin S.M., Chaudhuri S. Isotopic composition of clay minerals as indicators of the timing and conditions of sedimentation and burial diagenesis // *Isotopic Signatures and Sedimentary Records, Lecture Notes in Earth Sciences.* V. 43 / Eds Clauer N. and Chaudhuri S. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag. 1992. P. 239–286.
- Compston W., Pidgeon R.T. Rubidium-strontium dating of shales by the total-rock method // *J. Geophys. Res.* 1962. V. 67. № 9. P. 3493–3502.
- Cordani U.G., Kawashita K., Thomaz-Filho A. Applicability of the rubidium-strontium method to shales and related rocks // *Contributions to the Geologic Time Scale* / Eds Cohee G.V., Glaessner M.F., Hedberg H.D. AAPG Studies in Geology. № 6. Edward Brothers Inc. 1978. P. 93–117.
- Cordani U.G., Thomaz-Filho A., Brito-Neves B.B., Kawashita K. On the applicability of the Rb-Sr method to argillaceous rocks: some examples from Precambrian sequences of Brazil // *Giornale di Geologia.* 1985. V. 47. № 1/2. P. 253–280.
- Dasch E.J. Strontium isotopes in weathering profiles, deep-sea sediments, and sedimentary rocks // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1969. V. 33. № 12. P. 1521–1552.
- Dasch E.J., Hills F.A., Turekian K.K. Strontium isotopes in deep-sea sediments // *Science.* 1966. V. 153. № 3733. P. 295–297.
- Eisenhauer A., Meyer H., Rachold V. et al. Grain size separation and sediment mixing in Arctic Ocean sediments: evidence from the strontium isotope systematics // *Chem. Geol.* 1999. V. 158. № 3/4. P. 173–188.
- Faure G. Principles of Isotope Geology. 2<sup>nd</sup> ed. New York: Wiley and Sons. 1986. 589 p.
- Faure G., Barrett P.J. Strontium isotope compositions of non-marine carbonate rocks from the Beacon Supergroup of the Trans-Antarctic Mountains // *J. Sediment. Petrogr.* 1973. V. 43. № 2. P. 447–457.
- Gorokhov I.M., Varshavskaya E.S., Kut'yavin E.P., Lobach-Zhuchenko S.B. Preliminary Rb-Sr geochronology of the North Ladoga Region, Soviet Karelia // *Eclogae Geol. Helv.* 1970. V. 63. № 1. P. 95–104.
- Gorokhov I.M., Clauer N., Turchenko T.L. et al. Rb-Sr systematics of Vendian-Cambrian claystones from the East-European Platform: Implications for a multi-stage illite evolution // *Chem. Geol.* 1994. V. 112. № 1/2. P. 71–89.
- Graham I.J. Rb-Sr geochronology and geochemistry of Torlesse metasediments from the central North Island, New Zealand // *Chem. Geol.* 1985. V. 52. № 3/4. P. 317–331.
- Hayes J.M., Kaplan Y.R., Wedeking K.W. Precambrian organic geochemistry: preservation and record // *Earth's Earliest Biosphere, its Origin and Evolution* / Ed. Schopf J.W. Princeton: Princeton University Press. 1983. P. 93–134.
- Holtzapffel T., Bonnot-Courtois C., Chamley H., Clauer N. Héritage et diagenèse des smectites du domaine sédimentaire Nord-Atlantique (Crétacé, Paléogène) // *Bull. Soc. géol. France.* 1985. Ser. 8. V. 1. № 1. P. 25–53.
- Kah L.C., Sherman A.G., Narbonne G.M. et al.  $\delta^{13}\text{C}$  stratigraphy of the Proterozoic Bylot Supergroup, Baffin Island, Canada: implications for regional lithostratigraphic correlations // *Can. J. Earth Sci.* 1999. V. 36. № 3. P. 313–332.
- Knoll F.H., Kaufman A.J., Semikhatov M.A. The carbon isotope composition of Proterozoic carbonate: Riphean evolution from northwestern Siberia (Anabar Massif, Turukhansk uplift) // *Amer. J. Sci.* 1995. V. 295. № 8. P. 823–850.
- Kralik M. Effects of cation-exchange treatment and acid leaching on the Rb-Sr system of illite from Fithian, Illinois // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1984. V. 48. № 3. P. 527–533.
- McIntyre G.A., Brooks C., Compston W., Turek A. The statistical assessment of Rb-Sr isochrons // *J. Geophys. Res.* 1966. V. 71. № 22. P. 5459–5468.
- Misuzaki A.M.P., Cordani U.G., Kawashita K., Thomaz-Filho A. Rb-Sr systematics in recent sediments, and its bearing for geochronological interpretations // *Abstracts of the 8<sup>th</sup> Intern. Conference on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology.* U.S. Geological Survey Circular 1107. 1994. P. 220.
- Montigny R., Faure G. Contribution au problème de l'homogénéisation isotopique du strontium des roches totales au cours du métamorphisme: cas du Wisconsin Range, Antarctiques // *C.R. Acad. Sci.* 1969. T. 168D. № 7. P. 1012–1015.
- Morton J.P. Rb-Sr dating of diagenesis and source age of clays in Upper Devonian black shales of Texas // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1985. V. 96. № 8. P. 1043–1049.
- Nicolaysen L.O. Graphic interpretation of discordant age measurements on metamorphic rocks // *Ann. N.Y. Acad. Sci.* 1961. V. 91, art. 2. P. 198–206.
- Ohr M., Halliday A.N., Peacor D.R. Sr and Nd isotopic evidence for punctuated clay diagenesis, Texas Gulf Coast // *Earth Planet. Sci. Letters.* 1991. V. 105. № 1/3. P. 110–126.
- Ohr M., Halliday A.N., Peacor D.R. Mobility and fractionation of rare earth elements in argillaceous sediments: Implications for dating diagenesis and low-grade metamorphism // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1994. V. 58. № 1. P. 289–312.
- Perry E.A., Turekian K.K. The effects of diagenesis on the redistribution of strontium isotopes in shales // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1974. V. 38. № 6. P. 929–935.
- Peterman Z.E. Rb-Sr dating of Middle Precambrian metasedimentary rocks of Minnesota // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1966. V. 77. № 10. P. 1031–1044.

- Roddick J.C., Compston W.* Strontium isotope equilibration: a solution to a paradox // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1977. V. 34. № 2. P. 238–246.
- Schaltegger U., Stille P., Rais N. et al.* Neodymium and strontium dating of diagenesis and low-grade metamorphism of argillaceous sediments // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1994. V. 58. № 5. P. 1471–1481.
- Toyoda K., Masuda A.* Chemical leaching of pelagic sediments: Identification of the carrier of Ce anomaly // *Geochemical Journ.* 1991. V. 25. № 2. P. 95–119.
- Uysal I.T., Golding S.D., Thiede D.S.* K-Ar and Rb-Sr dating of authigenic illite-smectite in Late Permian coal measures, Queensland, Australia: implication for thermal history // *Chem. Geol.* 2001. V. 171. № 3/4. P. 195–211.
- Whitney P.R., Hurley P.M.* The problem of inherited radiogenic strontium in sedimentary age determination // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1964. V. 28. № 4. P. 425–436.
- Williamson J.H.* Least-squares fitting of a straight line // *Can. J. Phys.* 1968. V. 46. № 16. P. 1845–1847.
- Zwingmann H., Clauer N., Gaupp R.* Structure-related geochemical (REE) and isotopic (K-Ar, Rb-Sr,  $\delta^{18}\text{O}$ ) characteristics of clay minerals from Rotliegend sandstone reservoirs (Permian, northern Germany) // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1999. V. 63. № 18. P. 2805–2823.

*Рецензенты Е.В. Бибикова, Ю.Д. Пушкарев*