

УДК 546.42:552.54:71(470.5)

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Sr В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ КАРАТАВСКОЙ СЕРИИ ЮЖНОГО УРАЛА И СТАНДАРТНАЯ КРИВАЯ ВАРИАЦИЙ ОТНОШЕНИЯ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ В ПОЗДНЕРИФЕЙСКОМ ОКЕАНЕ

© 2003 г. А. Б. Кузнецов*, М. А. Семихатов**, И. М. Горохов*, Н. Н. Мельников*,
Г. В. Константинова*, Э. П. Кутявин*

* Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

** Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 10.04.2003 г., получена после доработки 20.05.2003 г.

Изучение Rb-Sr систематики карбонатных пород типа верхнего рифея – каратавской серии Южного Урала – позволило построить фрагменты кривой вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейской морской воде и выявить ранее неизвестные черты этой кривой. Образцы карбонатных пород, использованные для ее построения, выбраны на основании жестких геохимических критериев сохранности (для известняков $\text{Mn}/\text{Sr} \leq 0.2$, $\text{Fe}/\text{Sr} \leq 5.0$, $\text{Mg}/\text{Ca} \leq 0.024$; для доломитов $\text{Mn}/\text{Sr} \leq 1.2$, $\text{Fe}/\text{Sr} \leq 3.0$, $\text{Mg}/\text{Ca} \geq 0.608$) и прошли предварительную обработку 1N раствором ацетата аммония для частичного удаления эпигенетических карбонатных фаз. На основании обобщения вновь полученных и опубликованных Sr-изотопных данных по ключевым разрезам верхнего рифея предложена усовершенствованная стандартная кривая вариаций $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане. Установлено, что 1030–810 млн. лет назад это отношение оставалось примерно постоянным, варьируя в пределах 0.70519–0.70566, около 775 млн. лет назад повысилось до 0.70611, а затем 765–740 млн. лет назад понизилось до 0.70561–0.70575. В интервале 740–690 млн. лет назад рассматриваемое отношение колебалось в пределах 0.70646–0.70686 с кратковременным снижением до 0.70620 около 720 млн. лет назад. В конце позднего рифея, 660–640 млн. лет назад, оно уменьшилось до 0.70538–0.70580, после чего на протяжении венда и начала кембрия увеличилось до 0.70840–0.70860. Вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане были обусловлены сочетанием ряда особенностей геодинамики, магматизма, колебаний уровня моря, а также сменой состава источников сноса в ходе позднерифейской эрозии и, возможно, климатическими флуктуациями на суперконтиненте и его фрагментах.

Ключевые слова. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океане, поздний рифей, карбонатные породы, каратавская серия, серии Атар, Шалер, Академикербрэн, формация Биттер Спрингс.

Восстановление хронологических вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в водах палеоокеанов – важный инструмент реконструкции геодинамических обстановок прошлого, оценки состава и интенсивности эрозии земной коры на разных этапах ее эволюции, а при наличии высокого градиента названного отношения и корреляции карбонатных толщ. Действенность этого инструмента определяется следующим. 1. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во всем объеме Мирового океана в каждый момент геологической истории постоянно, так как время пребывания Sr в морской воде на три порядка больше времени полного перемешивания океанических вод (Goldberg, 1963; Faure, 1986; Aberg, Wickman, 1987; Hodell et al., 1989). 2. Вариации этого отношения во времени определяются изменениями соотношений трех переменных: объема мантийного потока Sr с низкими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, объема континентального стока и величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этом стоке (Faure et al., 1965; Veizer, Compston, 1974; Palmer, Edmond, 1989; Richter

et al., 1992; Jacobsen, Kaufman, 1999; Семихатов и др., 2002). 3. Морские Ca-содержащие (в первую очередь, карбонатные) минералы наследуют изотопный состав Sr среды седиментации и способны сохранять в первичных минеральных фазах эту изотопную метку до настоящего времени (Peterman et al., 1970; Tremba et al., 1975; Koepnick et al., 1985).

Для фанерозойского этапа развития Земли построена детальная и непротиворечивая кривая изменения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде (Burke et al., 1982; Koepnick et al., 1985; Denison et al., 1994; Veizer et al., 1999; McArthur et al., 2001 и ссылки в этих работах). Значительные участки этой кривой обеспечивают корреляцию и даже хронологическую калибровку карбонатных последовательностей с высокой точностью (DePaolo, Ingram, 1985; McArthur, 1994; Diener et al., 1996; Ebner et al., 2001; Melezhik et al., 2002), а некоторые ее экстремумы нашли прямую связь с определенными геодинамическими событиями про-

шлого (Hodell et al., 1990; Richter et al., 1992; Goddard, Francois, 1995).

Работы по восстановлению вариаций изотопного состава Sr в протерозойском океане начались позднее (Veizer, Compston, 1976; Veizer et al., 1983) и активизировались лишь в последние 10–12 лет (Degry et al., 1989, 1992; Asmerom et al., 1991; Покровский. Виноградов, 1991; Kaufman et al., 1993, 1997; Mirota, Veizer, 1994; Горохов и др., 1995, 1998; Gorokhov et al., 1996; Кузнецов и др., 1997; Семихатов и др., 1998, 2002; Виноградов и др., 1998; Walter et al., 2000; Bartley et al., 2001 и ссылки в этих работах). Но даже в относительно хорошо изученном позднерифейском интервале эти исследования не привели к созданию непротиворечивой кривой изменения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде (Melezhik et al., 2001). Это связано с рядом как объективных, так и субъективных трудностей: недостаточным числом протерозойских карбонатных толщ с надежной возрастной привязкой, недооценкой эпигенетических преобразований карбонатных пород, отсутствием единых критериев сохранности Rb-Sr изотопных систем в этих породах и недостаточной базой данных.

Преодоление отмеченных трудностей возможно лишь на основе комплексного подхода, который включает ряд процедур. 1. Изучение протяженных карбонатсодержащих осадочных последовательностей. 2. Привлечение надежных изотопно-геохронологических данных для определения возраста членов этих последовательностей. 3. Проведение палеофациального анализа изучаемых отложений. 4. Введение строгих геохимических критериев оценки сохранности изотопных систем карбонатных пород. 5. Использование селективного растворения образцов для удаления неогенетичных карбонатных фаз. Применение такого подхода к изучению пограничных отложений среднего и верхнего рифея Сибири позволило получить наиболее обоснованный на сегодня фрагмент протерозойской кривой вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде, который относится ко времени планетарного Гренвилевского орогенеза и образования суперконтинента Родиния (Горохов и др., 1995; Семихатов и др., 1998, 2002). Дальнейшая эволюция изотопного состава Sr в позднерифейском океане известна лишь в общих чертах (Кузнецов и др., 1997; Jacobsen, Kaufman, 1999; Walter et al., 2000) и, как уже говорилось, разными авторами трактуется неоднозначно. Причина этого во многом определяется тем, что основой для построения соответствующей части кривой долгое время служили данные по дискретным отрезкам разрезов Арктической Канады и Шпицбергена, которые недостаточно строго привязаны к хронометрической шкале.

Настоящая работа преследует три цели: 1. Представить новые данные об отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

в верхнерифейских карбонатных породах Южного Урала. 2. Построить непротиворечивую кривую вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане на основании критического обобщения Sr-изотопных данных для ключевых разрезов Сибири, Южного Урала, Австралии, Арктической Канады и Шпицбергена. 3. Рассмотреть геодинамический фон эволюции изотопного состава Sr в морской воде позднего рифея. Главным объектом исследования послужил тип верхнего рифея – каратавская серия Южного Урала. Преимущества ее разреза по сравнению с другими названными разрезами определяются значительным возрастным объемом, обилием слабо измененных карбонатных пород и представительной био-стратиграфической и изотопно-геохронологической характеристикой отложений.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ВОЗРАСТНЫЕ РАМКИ И СТРОЕНИЕ КАРАТАВСКОЙ СЕРИИ

Представляющая собою тип верхнего рифея (каратавия) мощная (3.5–5.5 км) терригенно-карбонатная каратавская серия развита главным образом на западном крыле Башкирского мегантиклинория – крупной складчато-надвиговой структуры западного склона Южного Урала. На подстилающей юрматинской серии (типе среднего рифея) каратавские отложения залегают несогласно и несогласно же перекрыты терригенными толщами ашинской серии венда. Нижняя часть ашинской серии по присутствию тиллоидов и единичным изотопным датировкам относится к нижнему венду (Стратотип рифея, 1983; Беккер, 1988; Маслов и др., 2001 и ссылки в этих работах).

В современной региональной стратиграфической шкале (Стратотип рифея, 1983; Козлов и др., 1991; Унифицированные региональные..., 1993; Маслов и др., 2001) в составе каратавской серии выделяются шесть свит (снизу вверх): силикокластическая зильмердакская (1200–3300 м), пестроцветная известняковая катавская (150–350 м), изменчивая по составу терригенно-карбонатная инзерская (300–800 м), известково-доломитовая миньярская (350–650 м), терригенно-карбонатная укская (160–350 м), венчающая разрез серии на западном крыле Башкирского антиклинория, и терригенная криволукская (до 560 м), сохраняющаяся от предвендского размыва только на восточном крыле антиклинория. Три нижние свиты связаны между собой постепенными переходами, тогда как в основании укской, а местами и в основании миньярской свиты наблюдаются стратиграфические несогласия (Беккер, 1961, 1988; Раабен, 1975; Козлов и др., 1991; Маслов и др., 2001; Маслов, 2002а). Первые результаты C-изотопного хемотратиграфического изучения каратавских отложений (Подковыров и др., 1998) показа-

ли, что в изученных разрезах миньярской свиты отсутствуют протяженные интервалы с высокими положительными значениями $\delta^{13}\text{C}$, свойственные верхним горизонтам верхнего рифея различных континентов (Kaufman, Knoll, 1995; Kaufman et al., 1997; Kah et al., 1999; Walter et al., 2000). Отсутствие таких интервалов В.Н. Подковыров, М.А. Семихатов, А.Б. Кузнецов и их соавторы (1998), а затем и М.Е. Раабен (2001) связывали с выпадением значительных отрезков разреза в результате преддукского перерыва. Впрочем, убедительность такого вывода снижалась из-за недостаточной обнаженности в изученных разрезах верхних горизонтов миньярской свиты (Раабен, 2001). В этой связи отметим, что упомянутых интервалов нет не только в двух разрезах миньярской свиты, описанных в статье В.Н. Подковырова и др. (1998), но и в заведомо полно опробованном разрезе этой свиты по руч. Кужай выше дер. Бакеево, по которому мы теперь имеем С-изотопную информацию. Вместе с тем, в пользу вывода о региональном характере преддукского перерыва свидетельствуют и геологические данные: на контакте миньярской и укской свит местами наблюдаются брекчированные железомарганцевые скопления, а базальные горизонты укской свиты, представленные песчаниками с прослоями гравелитов и редких конгломератов, залегают на разных горизонтах верхней известняковой (шубинской) пачки миньярской свиты и местами переходят на дошубинские доломиты (Беккер, 1961, 1988; Стратотип рифея, 1983; Маслов и др., 2001; Раабен, 2000). Таким образом, значительные масштабы преддукского несогласия могут считаться установленными. Что же касается следов перерывов в основании и в средней части миньярской свиты, то они проявлены локально и, судя по всему, отражают кратковременные и ограниченные на площади эпизоды субаэральной экспозиции осадков.

Возрастные рамки каратавской серии установлены на основании методологически неравноценных изотопных датировок и некоторых палеонтологических данных. Наиболее надежной является изохронная Pb-Pb датировка известняков нижней подсвиты инзерской свиты, равная 836 ± 25 млн. лет (Овчинникова и др., 1998). Она определяет время раннего диагенеза нижнеинзерских известняков и поддерживается значениями Rb-Sr возраста $835-805$ млн. лет, которые получены по аутигенным IM иллитам из той же подсвиты (Gorokhov et al., 1995). Эти значения фиксируют возраст диагенеза погружения песчано-глинистых осадков, подстилающих нижнеинзерские известняки. Pb-Pb возраст доломитов средней части вышележащей миньярской свиты составляет 780 ± 85 млн. лет (Овчинникова и др., 2000). Довольно высокая погрешность этой датировки обусловлена неравномерными эпигенетическими

изменениями пород в ходе наложенной сульфидной минерализации. Методически надежные датировки получены также по глаукониту из нижней подсвиты укской свиты. Данные мессбауэровской спектроскопии свидетельствуют об отсутствии эпигенетических изменений структуры этих глауконитов и, следовательно, о сохранности их изотопно-геохронологических систем (Зайцева и др., 2000). Изохронный Rb-Sr и K-Ar возрасты глауконитов равны соответственно 664 ± 11 и 669 ± 16 млн. лет. Ранее для нижеуекских Al-глауконитов было получено близкое значение изохронного Rb-Sr возраста – 688 ± 10 млн. лет (Горожанин, Кутявин, 1986). Все эти возрастные значения определяют время раннего диагенеза нижеуекских осадков. Менее надежны полученные в 1960–1970-е годы K-Ar датировки минералогически не изученных глауконитов из различных горизонтов каратавской серии. Эти датировки образуют убывающий вверх по разрезу ряд значений (млн. лет): верхняя часть катавской или низы инзерской свиты – 938, нижняя и средняя части инзерской свиты – 896–853, верхняя пачка последней – 791–740, нижняя часть миньярской свиты – 713–680 и нижняя подсвита укской – 658–630 (Стратотип рифея, 1983).

Минимальный возрастной предел каратавских отложений определяют изохронная Rb-Sr датировка Al-глауконита из нижней части ашинской серии, равная 618 ± 13 млн. лет (Козлов, Горожанин, 1993), и ряд K-Ar датировок минералогически не изученного глауконита из ее вышележащей части – 600–557 млн. лет (Стратотип рифея, 1983). В литературе известны попытки оценки возрастных пределов каратавской серии на основании K-Ar данных для валовых проб габбро-диабазов, которые считались до- и посткаратавскими (Стратотип рифея, 1983 и др.). Эти попытки нельзя признать убедительными, во-первых, из-за лабильности K-Ar изотопных систем в валовых пробах магматических пород, а во-вторых, из-за отсутствия строгих геологических данных о соотношениях датированных габбро-диабазов с базальными и терминальными горизонтами рассматриваемой серии.

Свой вклад в установление хронометрических рамок рассматриваемых отложений вносят палеонтологические данные и прежде всего материалы о смене комплексов органостенных микрофоссилий в зильмердакской свите (Вейс и др., 2000, 2003). В нижней части этой свиты, в ее бирьянской, нугушской и лемезинской подсвитах представительные микробиоты из-за фациальных причин присутствуют только в нугушских отложениях. Помимо транзитных мелких морфологически простых форм, здесь присутствуют более крупные и/или относительно сложно построенные *Chuaria*, *Navifusa*, *Simia nerujenica*, *Ostiana*, *Polyspheroides contexus*, *Asperatofilum*, *Taenitrichoides*, *Plicatidium*, *Rectia*, *Botuobia*, *Majaphyton*,

Lakhandinia, Caudiosphaera, Pseudodendron и некоторые другие. Около половины этих форм на Урале известны в докаратавских кужинских и/или тюльменских отложениях (Вейс и др., 2000), и почти все они поднимаются в вышележащую бедерышинскую подсвиту, которая завершает разрез зильмердакской свиты. Однако микробиота этой подсвиты принципиально отличается от нугушской, благодаря появлению первых в южноуральском разрезе акантоморфных акритарх *Trachyhystrichosphaera aimica*, *T. stricta*, *T. parva*, *T. truncata* и сопутствующих *Tortunema*, *Glomoverrella*, *Arctacellularia* и других (Вейс и др., 2003). В Сибири акритархи рода *Trachyhystrichosphaera* определяют лицо широко известной лахандинской микробиоты Учуро-Майского региона и коррелируемой с ней деревнинской микробиоты Туруханского поднятия (Герман, 1990; Вейс и др., 1998, 2000). Максимальный возрастной предел распространения этих биот на основании обобщения изохронных Pb-Pb датировок карбонатных пород оценивается как 1030 млн. лет (Семихатов и др., 2000, 2002; Овчинникова и др., 2001). Нижележащие горизонты упомянутых сибирских разрезов – керпыльская серия Учуро-Майского региона и ее Туруханские аналоги, накопившиеся 1200–1030 млн. лет назад (Bartley et al., 2001; Семихатов и др., 2002), содержат таксономически обособленную ассоциацию органостенных микрофоссилий, которая включает ряд показательных таксонов, общих с известными в нугушской подсвите зильмердакской свиты, а также в кужинских и тюльменских отложениях Южного Урала (Вейс и др., 1998, 2000, 2003). Следовательно, предбедерышинский рубеж в уральской последовательности органостенных микробиот отвечает сибирскому предлахандинскому рубежу, а бедерышинская подсвита зильмердакской свиты, содержащая перечисленные акантоморфные акритархи, не древнее 1030 млн. лет. Что же касается микрофоссилий из надзильмердакской части каратавской серии, то описанные здесь окремненные формы представлены транзитными таксонами (Сергеев, 1992), а органостенные образуют богатую таксономически обособленную ассоциацию только в нижней части инзерской свиты (Вейс и др., 2000, 2003). Эта ассоциация сходна с описанной в средних горизонтах серии Академикербрен Шпицбергена (Butterfield et al., 1994), но для хронометрической калибровки каратавской серии такое сходство значения не имеет, поскольку серия Академикербрен не датирована изотопными методами.

Важным в контексте данного раздела является указание на находку в средней части миньярской свиты остатков *Melanocerillium*, которые, к сожалению, не были изображены и описаны (Маслов и др., 1994). Известные в ряде верхнерифейских разрезов Северной Америки, Западной Европы и Южной Азии представители данного рода, трак-

туемые как остатки панцирных амеб, появились в геологической летописи несколько ранее, чем 800 млн. лет назад (Porter, Knoll, 2000). Подтверждение находок *Melanocerillium* в миньярской свите придаст дополнительный вес оценке ее Pb-Pb возраста, равной 780 ± 85 млн. лет.

Приведенные датировки каратавских отложений, допущение линейной зависимости между мощностью этих отложений и временем их накопления, а отчасти и рассматриваемые ниже хемотратиграфические данные позволяют установить для изученных свит следующие возрастные рамки (млн. лет): катавская – 890–850; инзерская – 850–810 (нижняя подсвита – 850–830, верхняя – 830–810); миньярская – 810–770; укская 690–640 (нижняя подсвита – 690–660, верхняя – 660–640). Такие оценки согласуются с составом каратавских строматолитов (Семихатов, Раабен, 1994, 1996) и не противоречат выводу о средней скорости накопления рассматриваемых отложений Урала (15–20 м/млн. лет; Маслов, 2002б) и разновозрастных изофациальных отложений Сибири (15–30 м/млн. лет; Семихатов и др., 2000, 2002; Овчинникова и др., 2001). Значительное различие датировок миньярских и укских отложений служит подтверждением существования продолжительного преддукского перерыва.

Каратавские отложения на западном крыле Башкирского мегантиклинория развиты в пределах двух фациальных зон – внутренней и внешней, разделенных Зильмердакским надвигом и связанными с ним разломами (Стратотип рифея, 1983). Эти зоны различаются прежде всего ролью терригенных пород в сложении надзильмердакской части серии: во внутренней (восточной) зоне их доля достигает 50%, а во внешней сокращается до 10–15%; одновременно снижается и степень эпигенетических изменений пород. Изученные в настоящей работе три разреза преимущественно карбонатной части каратавской серии расположены во внешней зоне. Один из них вскрыт в окрестностях г. Миньяр, второй – по р. Юрюзань в районе г. Усть-Катав выше дер. Шубино, а третий протянулся вдоль дорожных выемок трассы Уфа–Белорецк вблизи пос. Кулмас (рис. 1). В первом разрезе изучены катавская и инзерская свиты и нижняя часть миньярской, во втором – верхняя часть миньярской свиты и укская свита, а в третьем – отдельные фрагменты катавской и инзерской свит, а также верхнеукские отложения. Далее эти разрезы именуются Миньяр, Шубино и Кулмас. Стратиграфическое положение изученных образцов показано на рис. 2, а состав заключающих их свит описан ниже.

Катавская свита, согласно залегающая на терригенной зильмердакской, расчленяется на две подсвиты. В разрезе Миньяр нижнюю из них (120 м) слагают вишневые тонкоплитчатые гли-

нистые известняки (10–24% силикатной составляющей), содержащие редкие прослои мергелей, а вблизи основания и известковых аргиллитов. Породы обладают тонкой горизонтальной, а в нижней части и пологой косою слоистостью. Верхняя подсвета (60 м) – это чередующиеся палевые, розовато- и зеленовато-серые тонкоплитчатые глинистые известняки (10–15% силикатной составляющей) с ленточной, а в верхней части микробиальной слоистостью. Породы содержат редкие линзы флейкстоунов, а в отдельных пакетах слабо доломитизированы ($Mg/Ca = 0.054$). Известняки представлены микритом с тончайшими линзочками микроспарита. Реже присутствуют миллиметровые обособления и жилки мелкозернистого доломитизированного микроспарита. Катодоллюминесценция образцов слабая до умеренной, пятнистая в желтовато-розовых тонах у микритов и микроспаритов и более яркая у (доло)спаритов. В разрезе Кулмас вскрыты лишь фрагменты катавских отложений, которые по составу не отличаются от своих аналогов в разрезе Миньяр, но выделяются интенсивной трещиноватостью и насыщенностью жилками позднего кальцита.

Инзерская свита также расчленяется на две подсвиты, нижняя из которых одно время описывалась как “подинзерские слои”. В разрезе Миньяр эту подсвиту (около 190 м) представляют темно-серые до черных однородные известняки, которые в средней части содержат 35-метровую пачку слабо доломитизированных разностей (Mg до 1.1%, $Mg/Ca = 0.030$), а в верхней – пакеты строматолитовых известняков и линзы флейкстоунов. В нижних 25–30 м подсвиты породы перекристаллизованы несколько сильнее катавских. Здесь присутствуют неяснослоистые микриты с тонкими линзами микроспарита, а местами развивается рассеянная или очаговая доломитизация, подчеркнутая появлением мелких ромбоздрических зерен доломита. Но в главной своей массе нижнеинзерские известняки менее перекристаллизованы: в породах наблюдается чередование тонких слоев микрита и микроспарита, на фоне которых видны тончайшие линзочки микрокристаллического кальцита поздних генераций и прослойки (1–3 мм) микроспарита, сохраняющего реликты обломочных текстур. Породы обычно содержат в среднем менее 1% силикокластической примеси и только вблизи основания подсвиты встречаются редкие прослои глинистых известняков (до 9.6% силикатной составляющей), аналогичных катавским (табл. 1). Обнаженный в разрезе Кулмас фрагмент средней части нижнеинзерских отложений отличается от сопоставимых пород разреза Миньяр развитием микростилолитизации, мелкокристаллической структурой и появлением системы тонких (0.1–1.0 мм) трещин, заполненных кристаллическим кальцитом поздних генераций. Образец 373-16 из видимой кров-

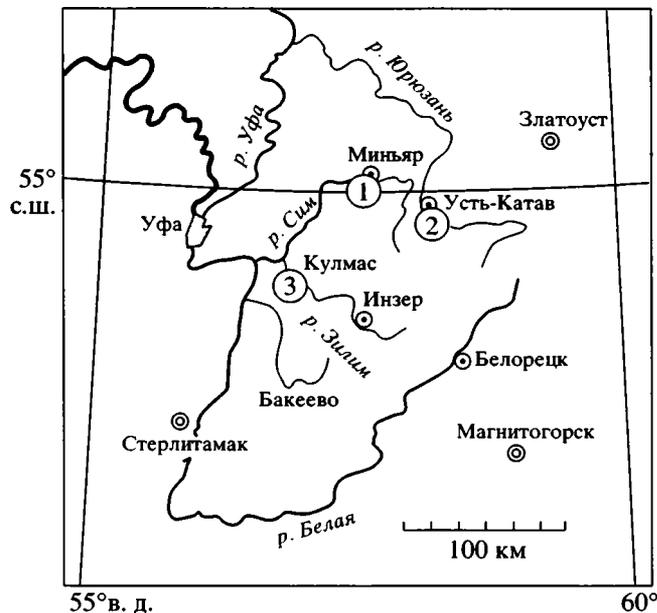


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов каратавской серии.

Цифры в кружках – разрезы: 1 – Миньяр, 2 – Шубино, 3 – Кулмас.

ли разреза Кулмас, кроме того, выделяется появлением мозаичной структуры и рассеянных включений гидроокислов железа.

Верхняя подсвета инзерской свиты в разрезе Миньяр включает две пачки (70 и 50 м) серых полевошпат-кварцевых глауконитовых песчаников, алевролитов и аргиллитов и разделяющую их карбонатную пачку (80–120 м). Последняя сложена массивными микрофитолитовыми, тонкослоистыми микритовыми, а в верхней части строматолитовыми и редкими обломочными известняками. Породы обычно содержат менее 3% тонкой терригенной примеси и только в базальных горизонтах иногда обогащаются ею. В разрезе Кулмас при сохранении состава и последовательности пачек подсвиты ее мощность сокращается до 180 м, главным образом за счет редукции карбонатной пачки (рис. 2). Инзерские известняки представлены преимущественно нелюминесцирующими, а в нижних 25–30 м свиты слабо люминесцирующими разностями. Только кальцит поздней генерации дает яркое свечение в розовато-желтых тонах, а зерна доломита – умеренное свечение желтых тонов.

Миньярская свита – наиболее мощный (360–400 м в изученных разрезах), по существу, чисто карбонатный член каратавской серии. В разрезе Миньяр в ее сложении доминируют светло-серые и розовато-серые обломочные тонкослоистые и строматолитовые массивные доломиты, которым подчинены механогенные и строматолито-

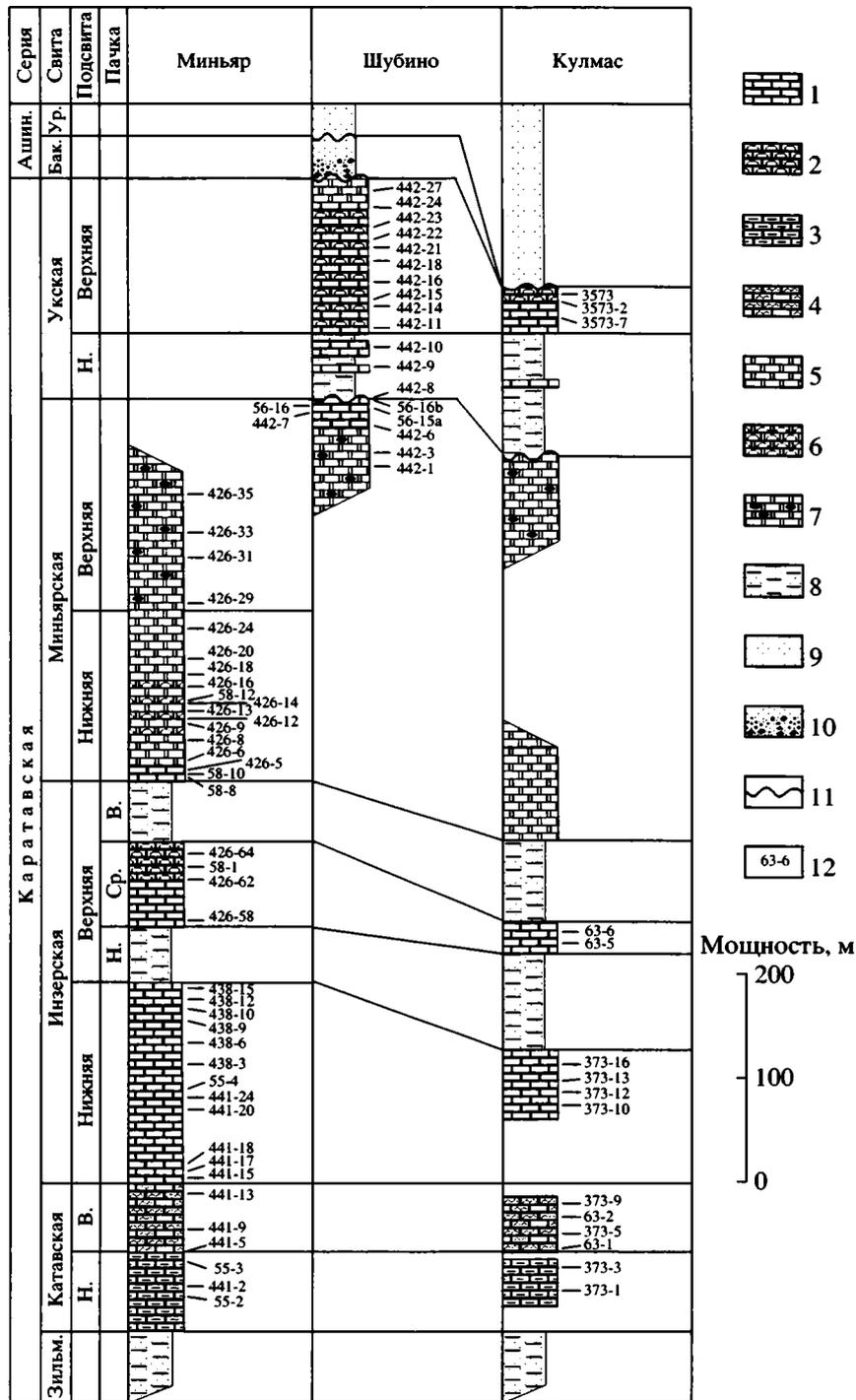


Рис. 2. Строение изученных разрезов каратавской серии (разрезы Миньяр, Шубино и Кулмас) и схема отбора образцов. 1 – известняки; 2 – строматолитовые известняки; 3 – глинистые известняки; 4 – микробийальные “струйчатые” известняки; 5 – доломиты; 6 – строматолитовые доломиты; 7 – доломиты с конкрециями кремней; 8 – песчано-глинистые отложения; 9 – песчаники; 10 – песчаники с гравелитами; 11 – стратиграфические несогласия; 12 – положение образцов. Сокращения: Ашин. – ашинская, Бак. – бакеевская, Зильм. – зильмердакская, Ур. – урюкская, Н. – нижняя, Ср. – средняя, В. – верхняя.

вые известняки, слагающие базальную (12–14 м) и терминальную (15–20 м), так называемую шубинскую пачки. В верхней половине свиты среди доломитов обычны линзы и отдельные прослои

темно-серых и черных раннедиагенетических кремней, по появлению которых обычно проводят границу между нижней миньской (170–180 м) и верхней бьянжской (160–180 м) подсвитами.

Таблица 1. Содержания малых элементов, доля и минеральный состав силикатной примеси в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала

| Номер образца ¹ | Разрез ² | Уровень отбора в разрезе ³ , м | Порода ⁴ | Доля с.с. ⁵ , % | Mg, % | Mn, мкг/г | Fe, мкг/г | Sr, мкг/г | Mg/Ca | Mn/Sr | Fe/Sr | Минеральный состав силикатной составляющей ⁶ |
|----------------------------|---------------------|---|---------------------|----------------------------|-------|-----------|-----------|-----------|-------|-------|-------|---|
| Укская свита | | | | | | | | | | | | |
| 442-27 | Ш | 195 | Д | 1.8 | 9.5 | 110 | 1120 | 12 | 0.350 | 9.33 | 93.3 | - |
| 442-24 | Ш | 180 | И | 0.9 | 1.5 | 120 | 220 | 53 | 0.040 | 2.28 | 4.2 | - |
| 442-23 | Ш | 160 | И | 0.6 | 0.5 | 22 | 130 | 313 | 0.014 | 0.07 | 0.4 | - |
| 442-22 | Ш | 150 | И | 2.9 | 0.5 | 31 | 280 | 148 | 0.014 | 0.21 | 1.9 | - |
| 442-21 | Ш | 140 | И | 3.5 | 0.3 | 33 | 340 | 109 | 0.008 | 0.30 | 3.1 | - |
| 442-18 | Ш | 125 | И | 3.8 | 0.3 | 34 | 250 | 106 | 0.008 | 0.32 | 2.4 | - |
| 442-16 | Ш | 105 | И | 6.0 | 1.1 | 150 | 810 | 117 | 0.028 | 1.28 | 6.9 | - |
| 442-15 | Ш | 90 | И | 11.4 | 0.4 | 80 | 770 | 140 | 0.010 | 0.56 | 5.5 | Кв, Пш, Сл, Хл |
| 442-14 | Ш | 85 | И | 13.6 | 0.3 | 82 | 1010 | 110 | 0.007 | 0.75 | 9.2 | Кв, Пш, Сл, Хл |
| 3573 | К | 84 | И | 0.8 | 0.2 | 66 | 410 | 90 | 0.006 | 0.73 | 4.6 | - |
| 3573-2 | К | 78 | И | 1.1 | 0.1 | 64 | 260 | 146 | 0.002 | 0.44 | 1.8 | - |
| 3573-7 | К | 62 | И | 3.1 | 0.3 | 27 | 470 | 437 | 0.008 | 0.06 | 1.1 | - |
| 442-11 | Ш | 60 | И | 1.0 | 0.1 | 100 | 1120 | 715 | 0.002 | 0.14 | 1.6 | - |
| 442-10 | Ш | 45 | И | 8.1 | 0.4 | 603 | 3450 | 289 | 0.010 | 2.09 | 11.9 | Кв, Пш |
| 442-9 | Ш | 25 | И | 5.0 | 0.4 | 220 | 1700 | 281 | 0.011 | 0.78 | 6.1 | - |
| Миньярская свита | | | | | | | | | | | | |
| 442-8 | Ш | 362 | И | 1.6 | 0.8 | 385 | 1420 | 340 | 0.019 | 1.13 | 4.2 | - |
| 56-16b | Ш | 361 | И | 0.3 | 0.3 | 130 | 150 | 477 | 0.008 | 0.27 | 0.3 | Кв |
| 56-16 | Ш | 360 | И | 2.6 | 0.1 | 535 | 380 | 346 | 0.002 | 1.55 | 1.1 | - |
| 56-15a | Ш | 359 | И | 3.2 | 0.1 | 445 | 670 | 375 | 0.002 | 1.18 | 1.8 | Кв |
| 442-7 | Ш | 358 | И | 3.4 | 0.3 | 1460 | 660 | 404 | 0.007 | 3.61 | 1.6 | Кв, Пш |
| 442-6 | Ш | 343 | И | 1.6 | 5.1 | 2960 | 1420 | 230 | 0.156 | 12.9 | 6.2 | - |
| 442-3 | Ш | 315 | Д | 3.2 | 13.4 | 340 | 1340 | 20 | 0.604 | 17.1 | 67.1 | - |
| 442-1 | Ш | 300 | Д | 2.1 | 13.4 | 102 | 440 | 113 | 0.608 | 0.90 | 3.9 | - |
| 426-35 | М | 289 | Д | 2.2 | 13.4 | 96 | 240 | 68 | 0.609 | 1.41 | 3.5 | - |
| 426-33 | М | 238 | Д | 0.7 | 13.3 | 63 | 150 | 103 | 0.636 | 0.61 | 1.5 | - |
| 426-31 | М | 213 | Д | 1.6 | 13.2 | 68 | 90 | 44 | 0.612 | 1.55 | 2.1 | - |
| 426-29 | М | 170 | Д | 8.9 | 13.2 | 230 | 320 | 28 | 0.608 | 8.21 | 11.4 | Кв, Сл, Хл, Гм |
| 426-24 | М | 144 | Д | 0.9 | 13.4 | 51 | 102 | 70 | 0.612 | 0.73 | 1.4 | - |
| 426-20 | М | 116 | Д | 2.6 | 13.4 | 101 | 150 | 75 | 0.606 | 1.35 | 2.0 | - |
| 426-18 | М | 102 | Д | 1.8 | 13.2 | 44 | 140 | 55 | 0.608 | 0.80 | 2.6 | - |
| 426-16 | М | 87 | Д | 17.0 | 12.2 | 99 | 500 | 57 | 0.552 | 1.74 | 8.7 | Кв, Пш, Гм |
| 58-12 ⁷ | М | 75 | Д | 0.1 | 12.7 | 102 | 180 | 44 | 0.557 | 2.31 | 4.1 | - |
| 426-14 | М | 72 | Д | 4.1 | 13.2 | 115 | 220 | 54 | 0.601 | 2.13 | 4.1 | - |
| 426-13 | М | 65 | Д | 6.6 | 12.7 | 98 | 360 | 13 | 0.593 | 7.54 | 27.7 | Кв, Пш, Гм |
| 426-12 | М | 58 | Д | 40.1 | 12.7 | 91 | 410 | 65 | 0.575 | 1.40 | 6.3 | Кв, Пш |
| 426-9 | М | 54 | Д | 0.7 | 13.2 | 140 | 60 | 14 | 0.594 | 10.1 | 4.1 | - |
| 426-8 | М | 36 | Д | 0.5 | 13.3 | 96 | 620 | 28 | 0.604 | 3.43 | 22.1 | - |
| 426-6 | М | 18 | Д | 4.8 | 13.3 | 184 | 450 | 10 | 0.607 | 18.4 | 45.0 | - |
| 426-5 | М | 6 | И | 4.8 | 1.4 | 138 | 1370 | 195 | 0.035 | 0.70 | 7.1 | Кв, Пш, Хл |
| 58-10 | М | 4 | И | 4.7 | 0.4 | 125 | 1470 | 265 | 0.010 | 0.48 | 5.5 | - |
| 58-8 | М | 3 | И | 10.0 | 0.3 | 130 | 1670 | 183 | 0.009 | 0.73 | 9.1 | Кв, Пш, Сл, Хл |

Таблица 1. Окончание

| Номер образца ¹ | Разрез ² | Уровень отбора в разрезе ³ , м | Порода ⁴ | Доля с.с. ⁵ , % | Mg, % | Mn, мкг/г | Fe, мкг/г | Sr, мкг/г | Mg/Ca | Mn/Sr | Fe/Sr | Минеральный состав силикатной составляющей ⁶ |
|----------------------------|---------------------|---|---------------------|----------------------------|-------|-----------|-----------|-----------|-------|-------|-------|---|
| Инзерская свита | | | | | | | | | | | | |
| 426-64 | <i>М</i> | 308 | <i>И</i> | 1.7 | 0.5 | 32 | 390 | 175 | 0.013 | 0.18 | 2.2 | Кв |
| 58-1 | М | 295 | И | 1.4 | 1.4 | 230 | 1820 | 118 | 0.038 | 1.97 | 15.4 | Кв |
| 426-62 | М | 285 | И | 1.3 | 0.6 | 45 | 900 | 169 | 0.016 | 0.27 | 5.3 | – |
| 63-6 | <i>К</i> | 270 | <i>И</i> | 1.8 | 0.2 | 43 | 495 | 243 | 0.006 | 0.17 | 2.0 | – |
| 63-5 | <i>К</i> | 260 | <i>И</i> | 2.4 | 0.8 | 38 | 570 | 213 | 0.020 | 0.18 | 2.7 | – |
| 426-58 | М | 245 | И | 7.0 | 0.1 | 51 | 1510 | 298 | 0.002 | 0.17 | 5.1 | Хл, Сл, Кв, Пш |
| 438-15 | <i>М</i> | 188 | <i>И</i> | 0.3 | 0.2 | 22 | 315 | 545 | 0.004 | 0.04 | 0.6 | – |
| 438-12 | <i>М</i> | 172 | <i>И</i> | 0.3 | 0.2 | 21 | 310 | 605 | 0.005 | 0.03 | 0.5 | – |
| 438-10 | <i>М</i> | 158 | <i>И</i> | 0.4 | 0.1 | 15 | 370 | 490 | 0.002 | 0.03 | 0.8 | – |
| 438-9 | <i>М</i> | 151 | <i>И</i> | 0.7 | 0.2 | 21 | 325 | 521 | 0.006 | 0.04 | 0.6 | – |
| 438-6 | <i>М</i> | 130 | <i>И</i> | 0.2 | 0.3 | 19 | 220 | 512 | 0.006 | 0.04 | 0.4 | – |
| 438-3 | <i>М</i> | 110 | <i>И</i> | 0.8 | 0.4 | 23 | 420 | 495 | 0.009 | 0.05 | 0.8 | – |
| 373-16 | К | 109 | И | 3.5 | 0.4 | 94 | 810 | 151 | 0.010 | 0.62 | 5.4 | Кв |
| 373-13 | <i>К</i> | 90 | <i>И</i> | 4.4 | 0.4 | 11 | 160 | 590 | 0.010 | 0.02 | 0.3 | Кв |
| 373-12 | <i>К</i> | 85 | <i>И</i> | 0.6 | 0.5 | 14 | 400 | 417 | 0.013 | 0.03 | 0.9 | – |
| 55-4 ⁷ | М | 82 | И | 0.1 | 0.2 | 86 | 646 | 77 | 0.004 | 1.12 | 8.4 | – |
| 441-24 | М | 80 | И | 1.7 | 1.1 | 37 | 870 | 254 | 0.030 | 0.15 | 3.4 | Кв |
| 373-10 | <i>К</i> | 70 | <i>И</i> | 0.6 | 0.1 | 18 | 460 | 439 | 0.003 | 0.04 | 1.1 | – |
| 441-20 | <i>М</i> | 67 | <i>И</i> | 0.5 | 0.1 | 15 | 330 | 423 | 0.002 | 0.04 | 0.8 | – |
| 441-18 | <i>М</i> | 15 | <i>И</i> | 0.8 | 0.1 | 44 | 420 | 411 | 0.003 | 0.11 | 1.1 | – |
| 441-17 | М | 9 | И | 4.6 | 0.1 | 96 | 2630 | 338 | 0.003 | 0.28 | 7.8 | Кв, Пш |
| 441-15 | М | 1 | И | 9.6 | 0.2 | 102 | 2640 | 508 | 0.005 | 0.20 | 5.2 | Кв, Пш, Сл, Хл |
| Катавская свита | | | | | | | | | | | | |
| 441-13 | М | 130 | И | 10.2 | 0.4 | 270 | 3470 | 152 | 0.010 | 1.78 | 22.8 | Кв, Пш, Сл, Хл |
| 373-9 | К | 120 | И | 13.2 | 0.2 | 180 | 3870 | 240 | 0.006 | 0.75 | 16.1 | Кв, Сл, Хл, Пш |
| 63-2 ⁷ | К | 105 | И | 0.4 | 0.1 | 225 | 1210 | 345 | 0.002 | 0.65 | 3.5 | – |
| 441-9 | М | 95 | И | 13.5 | 0.1 | 220 | 4360 | 190 | 0.002 | 1.16 | 22.9 | Кв, Пш, Сл, Хл |
| 373-5 | К | 90 | И | 13.0 | 0.6 | 170 | 3630 | 215 | 0.015 | 0.79 | 16.8 | Кв, Пш, Сл, Хл |
| 63-1 ⁷ | К | 80 | И | 0.2 | 0.1 | 320 | 2970 | 255 | 0.002 | 1.25 | 11.6 | – |
| 441-5 | М | 70 | И | 15.1 | 0.1 | 240 | 3970 | 126 | 0.002 | 1.90 | 31.5 | Кв, Сл, Хл, Пш |
| 55-3 ⁷ | М | 65 | И | 0.5 | 0.1 | 324 | 3070 | 155 | 0.002 | 2.09 | 19.8 | – |
| 373-3 | К | 60 | И | 18.6 | 0.3 | 175 | 2480 | 160 | 0.007 | 1.09 | 15.5 | Сл, Хл, Кв, Пш |
| 441-2 | М | 40 | И | 10.5 | 0.1 | 234 | 1560 | 154 | 0.002 | 1.52 | 10.1 | Кв, Сл, Хл, Пш |
| 55-2 ⁷ | М | 35 | И | 0.2 | 0.1 | 420 | 2025 | 67 | 0.002 | 6.30 | 30.2 | – |
| 373-1 | К | 30 | И | 23.8 | 0.1 | 160 | 2220 | 120 | 0.004 | 1.33 | 18.5 | Кв, Пш, Сл, Хл |

Примечание. 1 – курсивом выделены образцы, удовлетворяющие принятым значениям геохимических критериев: для известняков – Mg/Ca ≤ 0.024, Mn/Sr ≤ 0.2 и Fe/Sr ≤ 5 и для доломитов – Mg/Ca ≥ 0.608, Mn/Sr ≥ 1.2 и Fe/Sr ≥ 3; 2 – разрезы: М – г. Миньяр, К – пос. Кулмас, Ш – пос. Шубино; 3 – уровень отбора образца указан от основания свиты в сводном разрезе; 4 – И – известняк, Д – доломит; 5 – с.с. – силикокластическая составляющая породы; 6 – Кв – кварц, Сл – слюда, Пш – полевые шпаты, Хл – хлорит, Гм – окислы железа. Все минералы перечислены в порядке убывания, а минералы в следовых количествах показаны в скобках; 7 – образцы прожилковых кальцитов и доломитов.

Вблизи основания миньской подсвиты среди доломитов прослеживается маркирующий пласт со строматолитами *Soprophyton*, образовавшийся ниже базиса действия штормовых волн, а в средней части подсвиты в доломитах появляются редкие трещины усыхания.

Миньярским доломитам свойственны слабые вариации отношения Mg/Ca (0.552–0.636) и обычно малое содержание силикокластической примеси (в среднем 3%). Только в интервале 55–90 м от основания свиты доля этой примеси в некоторых образцах возрастает до 17–40%. Строматолитовые доломиты по структуре варьируют от доломикритов до долоспаритов, а обломочные представлены мелкозернистым долоспаритом. Породы сохраняют первичные текстуры, но иногда содержат небольшое количество (5%) позднего кристаллического доломита, выполняющего мелкие полости, либо тонкие (0.5–2 мм) линзы и прожилки. Эта генерация доломита локализована, главным образом, в нижних 70–80 м свиты.

Кремневые обособления, присутствующие в миньярской свите, содержат окремненные микрофоссилии, в том числе очень хорошей сохранности (Сергеев, 1992). Из этого следует, что кремни образовались на самой ранней стадии диagenеза, сразу после постмортального захоронения микроорганизмов в поверхностном слое осадка вблизи раздела вода–осадок (Maliva et al., 1989; Сергеев, 1992). Присутствие же реликтов доломикрита в некоторых кремневых конкрециях показывает, что ранняя доломитизация миньярских карбонатов также происходила сразу после отложения осадков, которые, вероятно, были представлены высокомагнезиальным кальцитом. Известняки нижней пачки миньярской свиты слабо доломитизированы (Mg/Ca до 0.035), сложены микритом и микроспаритом, в которых наблюдаются скопления мелких (0.1–0.3 мм) округлых фрагментов микрита и до 5–10% силикокластической примеси.

В разрезе Миньяр хорошо обнажены и опробованы только миньские и нижнебьянские отложения общей мощностью 350 м. Верхние горизонты свиты, включающие верхнебьянские доломиты и шубинские известняки, изучены в разрезе Шубино. Развитые здесь бьянские доломиты не отличаются от описанных в разрезе Миньяр. Для них характерна слабая или умеренная, иногда пятнистая катодолуминесценция в красноватых тонах. Известняки шубинской пачки обычно представлены чистыми кальцитовыми разностями и только вблизи контакта с подстилающими доломитами слабо обогащены Mg (Mg/Ca до 0.16). Известняки заключают незначительную (0.5–3%) примесь обломочного кварца, содержат редкие трещины усыхания и представлены микритом, а также микроспаритом, содержащим

скопления мелких полуокатанных обломков микрита. Последние в той или иной мере замещены мозаичным спаритом, а иногда крупнокристаллическим кальцитом и обрамляются тонкой кромкой радиально-лучистого цемента и/или гидроокислов железа. Крупнокристаллический кальцит заполняет также мелкие трещины и гнезда. Для него характерна яркая люминесценция, а микриты и микроспариты почти не люминесцируют.

Укская свита состоит из двух подсвит. Нижняя из них в разрезе Шубино имеет мощность 70 м и сложена зеленовато-серыми глауконит-кварцевыми песчаниками, алевролитами и редкими аргиллитами с отдельными прослоями (0.2–0.4 м), а в верхней половине и с двумя пакетами (4–6 и 8–9 м) микритовых известняков. Известняки содержат 5–8% силикатного материала, представленного обломочным кварцем и глинистыми минералами, и в различной мере доломитизированы (Mg/Ca до 0.04). В основании подсвиты наблюдаются гравелиты с обломками подстилающих карбонатных пород. Верхнеукская подсвита (140 м) в нижних 120 м сложена светло-серыми строматолитовыми и редкими обломочными, иногда слабо доломитизированными известняками, а в верхних 20–25 м – доломитами и доломитизированными известняками. Строматолитовые карбонаты представлены микритом и микроспаритом с мелкими обособлениями спарита, а обломочные – преимущественно микритом. Реже встречаются породы, в которых микрит и микроспарит частично замещены спаритом и среднезернистым пойкилитовым кальцитом, а в основной карбонатной массе появляются рассеянные окислы и гидроокислы железа и/или изменчивое количество мелких ромбэдров доломита, окруженных железистой каемкой. Концентрация Mg в известняках нижних 120 м верхнеукской подсвиты варьирует от 0.2 до 1.5%. Доля силикокластической примеси в карбонатных породах обычно составляет 0.1–6% и только в основании подсвиты повышается до 11–14%. Доломиты и доломитизированные известняки, венчающие разрез подсвиты, содержат 1.5–9.5% Mg и лишь 1–2% силикокластической примеси. Они представлены долоспаритом с неправильными по форме обособлениями и прожилками крупнокристаллического доломита с реликтами мелких (0.1–0.3 мм) обломков микрита и корродированных кристаллов пойкилитового кальцита. Кристаллы доломита имеют ромбэдрическую форму, регенерационные каймы, а иногда зональное строение. В разрезе Кулмас при сохранении общего строения укской свиты ее нижняя подсвита возрастает в мощности до 150 м и включает лишь один 5-метровый пакет известняков (рис. 2). Верхняя подсвита в этом разрезе обогащена микрофитолитовыми известняками, но по сравнению с разрезом Шубино имеет небольшую мощность (40 м). Очевидно, значительная ее

часть здесь уничтожена в результате предвентского размыва. Катодолюминесцентное изучение верхнеукских карбонатов показывает их неоднородность. В известняках присутствует нелюминесцирующий микрит-микроспаритовый матрикс в ассоциации с изменчивыми по интенсивности свечения пятнами и прожилками спарита, а в доломитах пятнистый характер свечения подчеркивает присутствие карбонатов различных генераций.

Рассмотренная преимущественно карбонатная часть каратавских отложений накопилась в весьма обширном морском бассейне, в котором, по мнению А.В. Маслова и др. (2001), господствовали мелководные сублиторальные обстановки при резко подчиненной роли относительно глубоководных, расположенных ниже базиса действия штормовых волн. Однако анализ текстурных особенностей отложений, рассмотрение присутствующих морфотипов строматолитов и довольно широкое развитие флейкстоунов позволяют предполагать, что преобладающая часть катавских, нижнеинзерских и нижнеминских карбонатов накопилась в пределах нижней сублиторали вблизи базиса действия штормовых волн, а главная часть строматолитовых горизонтов упомянутых стратонов и укской свиты представляет осадки открытого шельфа. Наиболее мелководными среди каратавских карбонатов являются микрофитолитовые породы верхних горизонтов инзерской и укской свит, а также несущие признаки субаэральных экспозиций пакеты верхнеминских, бьянских и укских отложений.

МЕТОДИКА

Из 250 отобранных в поле штурфов каратавских карбонатных пород для исследования Rb-Sr систематики было оставлено 70 макроскопически наиболее однородных образцов с минимальными признаками вторичной перекристаллизации (в том числе 53 известняка и 17 доломитов; табл. 1, рис. 2). Кроме того, были взяты образцы прожилкового кальцита из различных горизонтов катавской свиты и нижнеинзерской подсвиты, а также прожилкового доломита из миньярской свиты. Каждый образец делился на две части, одна из которых использовалась для петрографического и катодолюминесцентного, а другая – для рентгеновского, химического и изотопного изучения. Содержания Ca и Mg в карбонатной составляющей определялись весовым, а Mn и Fe – атомно-абсорбционным методом. Минеральный состав силикокластической примеси определялся методом рентгеновской дифрактометрии.

При изучении Rb-Sr систематики карбонатных пород для удаления эпигенетических карбонатных фаз применялась методика селективного растворения, которая включала предваритель-

ную обработку навески измельченного образца раствором ацетата аммония (NH_4OAc) и последующее растворение остатка в уксусной кислоте, согласно процедуре, описанной в работе И.М. Горохова и др. (1995). Навеска образца (около 0.1 г) после добавления 3 мл 1N NH_4OAc подвергалась ультразвуковой обработке на установке УЗДН-2Т в течение 10 минут. Остаток отделялся от жидкой фазы центрифугированием, и операция повторялась, после чего осадок обрабатывался 10%-ной уксусной кислотой при комнатной температуре. Полное растворение карбонатной составляющей известняков достигалось в течение суток, а доломитов – трех-пяти суток. Нерастворимый силикатный остаток отделялся центрифугированием, промывался бидистиллированной водой и высушивался. Центрифугаты обеих ступеней обработки обозначаются соответственно как АА- (ацетатно-аммонийная) и УК- (уксуснокислая) фазы.

Эффективность предварительной обработки образцов ацетатом аммония показана при изучении Rb-Sr систематики протерозойских и фанерозойских карбонатов (Горохов и др., 1995; Кузнецов, 1998; Bailey, 2000; Bartley et al., 2001; Семихатов и др., 2002). Эта процедура позволяет частично отделять вторичные карбонатные фазы и обогащать образец первичным материалом. АА-фаза, удаляемая с поверхности минеральных частиц, представляет наиболее позднюю эпигенетическую генерацию карбонатных минералов, тогда как УК-фаза, хотя и может быть затронута эпигенетическими процессами, составлена в значительной степени первичным карбонатным материалом. Возможность и полнота разделения фаз методом селективного растворения определяются степенью эпигенетической переработки первичного карбонатного вещества. Содержания Rb и Sr в АА- и УК-фазах определялись масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления с применением смешанного индикатора ^{87}Rb - ^{84}Sr . Изотопный состав Sr измерялся на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в режиме одновременной регистрации ионных токов всех изотопов. Нормализованные к отношению $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ средние значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандартных образцах NIST SRM 987 и EN-1 составляли в период работы соответственно 0.71025 ± 0.00001 ($2\sigma_{\text{средн.}}, n = 38$) и 0.70917 ± 0.00002 ($2\sigma_{\text{средн.}}, n = 2$).

Rb-Sr СИСТЕМАТИКА НЕКОГЕНЕТИЧНЫХ КАРБОНАТНЫХ ФАЗ

Доля АА-фазы в каратавских известняках колеблется от 3.2 до 6.4% (в среднем 4.6%), а в доломитах от 2.0 до 4.7% (в среднем 3.1%). Самая высокая ее доля (7.6–8.6%) отмечена в прожилковых кальцитах, а самая низкая – в прожилковом доло-

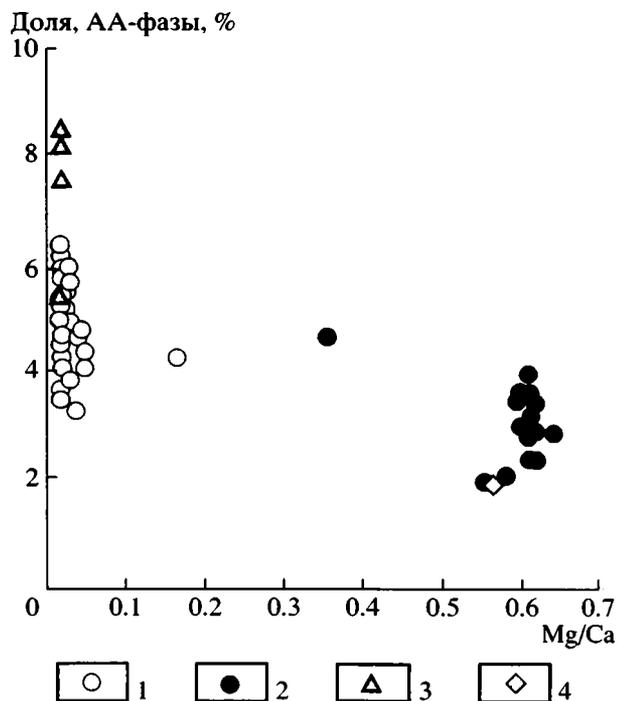


Рис. 3. Зависимость доли растворимой АА-фазы в карбонатах от отношения Mg/Ca.
1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – кальциты из прожилков; 4 – доломит из прожилков.

мите (2.0%) и в доломитах с высокой долей алевритовой примеси (2.0–2.1%). В целом, доля АА-фазы в карбонатных породах уменьшается по мере увеличения отношения Mg/Ca (рис. 3). Rb-Sr характеристики АА- и УК-фаз изученных карбонатов существенно различаются (табл. 2). В известняках АА-фаза по сравнению с УК-фазой обогащена рубидием в среднем в 34 раза, а в доломитах в 50 раз. Содержание Sr в АА- и УК-фазах известняков примерно одинаково, тогда как в АА-фазе доломитов оно в 2 раза выше, чем в УК-фазе. Подобные соотношения, ранее установленные в рифейских карбонатных породах Сибири, показывают, что АА-фаза в известняках и в доломитах представлена вторичным кальцитом и/или низкомагнезиальным доломитом (Горохов и др., 1995; Семихатов и др., 2002). Концентрация Sr в валовом карбонатном материале (табл. 1) вычислена как средневзвешенное значение на основании данных о содержании этого элемента в АА- и УК-фазах и их долях в образце (табл. 2). Полученные значения концентрации Sr использованы для вычисления отношений Mn/Sr и Fe/Sr.

Измеренные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в АА-фазе известняков и доломитов обычно выше, чем в УК-фазе. В доломитах разница достигает 0.0146, а в известняках не поднимается выше 0.0080 (табл. 2, рис. 4). Лишь в кальцитах из прожилков

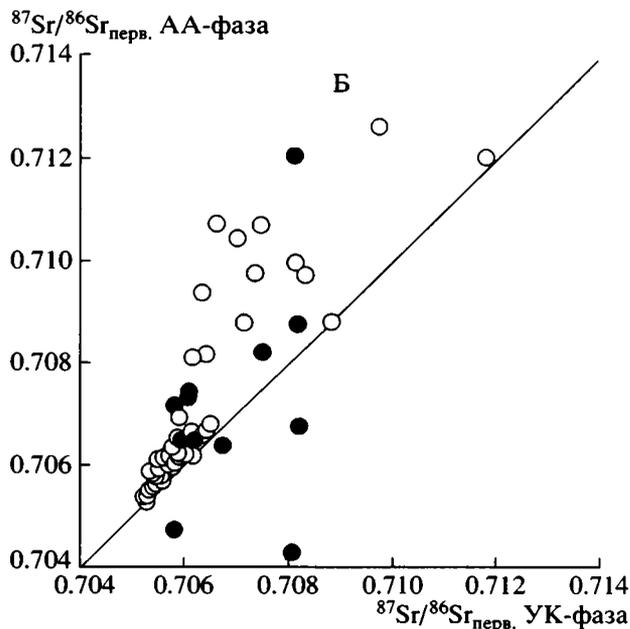
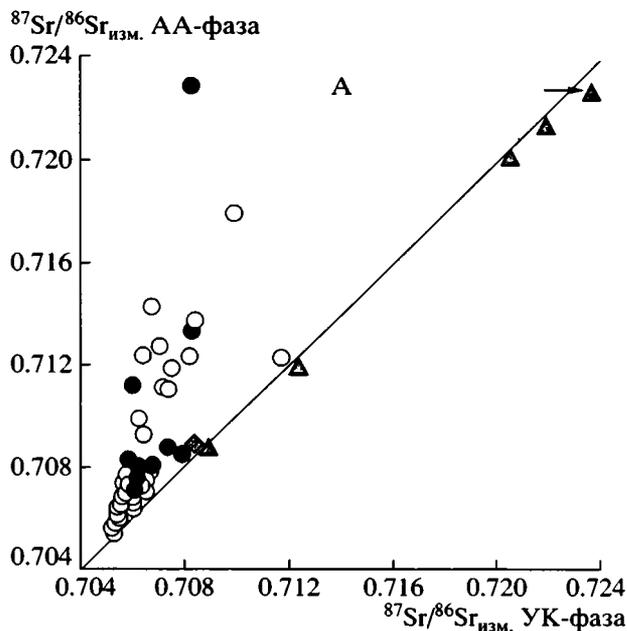


Рис. 4. Измеренные (А) и первичные (Б) отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в АА-фазах и УК-фазах изученных карбонатных пород каратавской серии.
Усл. обозначения см. на рис. 3.

наблюдается обратное соотношение – измеренная величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в АА-фазе ниже, чем в УК-фазе на 0.0001–0.0020 (рис. 4а). Различие отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в АА- и УК-фазах убедительно подтверждает некогенетичность этих фаз. Кроме того, для недоломитизированных известняков (за исключением обр. 442–7, взятого вблизи толщи доломитов) разница между отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в АА- и УК-фазах коррелирована с отношениями Mn/Sr (коэффициент корреляции $r = 0.67$) и Fe/Sr

Таблица 2. Rb-Sr аналитические данные для карбонатных фаз известняков и доломитов каратавской серии

| Образец ¹ | Порода ² | Карбонатная фаза ³ | Доля фазы в породе, % | Rb, мкг/г | Sr, мкг/г | ⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr измеренное | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr первичное |
|-------------------------|---------------------|-------------------------------|-----------------------|-----------|-----------|------------------------------------|---|--|
| Укская свита | | | | | | | | |
| 442-27 | Д | АА | 4.7 | 3.38 | 96 | — | — | — |
| | | УК | 94.0 | 0.08 | 7.7 | 0.0313 | 0.71080 | 0.71050 |
| 442-24 | И | АА | 4.4 | 1.00 | 67 | 0.0429 | 0.71239 | 0.71199 |
| | | УК | 94.3 | 0.02 | 52 | 0.0010 | 0.71188 | 0.71187 |
| 442-23 | И | АА | 4.8 | 1.73 | 343 | 0.0146 | 0.70579 | 0.70565 |
| | | УК | 94.4 | 0.03 | 311 | 0.0003 | 0.70545 | 0.70545 |
| 442-22 | И | АА | 4.5 | 3.85 | 190 | 0.0585 | 0.70756 | 0.70702 |
| | | УК | 92.4 | 0.19 | 148 | 0.0037 | 0.70598 | 0.70595 |
| 442-21 | И | АА | 5.3 | 9.51 | 112 | 0.1273 | 0.70785 | 0.70667 |
| | | УК | 91.3 | 0.13 | 111 | 0.0034 | 0.70649 | 0.70646 |
| 442-18 | И | АА | 4.4 | 4.77 | 121 | 0.1138 | 0.70933 | 0.70827 |
| | | УК | 92.6 | 0.10 | 105 | 0.0028 | 0.70650 | 0.70647 |
| 442-16 | И | АА | 3.2 | 13.0 | 153 | 0.2460 | 0.71119 | 0.70891 |
| | | УК | 91.3 | 0.20 | 116 | 0.0050 | 0.70725 | 0.70720 |
| 442-15 | И | АА | 3.7 | 9.75 | 213 | 0.1325 | 0.71107 | 0.70984 |
| | | УК | 85.3 | 0.18 | 138 | 0.0037 | 0.70745 | 0.70742 |
| 442-14 | И | АА | 3.7 | 19.7 | 48 | — | — | — |
| | | УК | 82.3 | 0.28 | 118 | 0.0069 | 0.70806 | 0.70800 |
| 3573 | И | АА | 5.4 | 5.44 | 116 | 0.1362 | 0.70741 | 0.70615 |
| | | УК | 93.9 | 0.17 | 88 | 0.0056 | 0.70596 | 0.70591 |
| 3573-2 | И | АА | 5.1 | 4.03 | 176 | 0.0662 | 0.70696 | 0.70635 |
| | | УК | 94.0 | 0.05 | 144 | 0.0010 | 0.70599 | 0.70598 |
| 3573-7 | И | АА | 5.8 | 3.07 | 522 | 0.0170 | 0.70578 | 0.70562 |
| | | УК | 90.9 | 0.06 | 431 | 0.0004 | 0.70538 | 0.70538 |
| 442-11 | И | АА | 4.6 | 2.19 | 771 | 0.0082 | 0.70612 | 0.70604 |
| | | УК | 94.2 | 0.06 | 712 | 0.0002 | 0.70581 | 0.70580 |
| 442-10 | И | АА | 5.3 | 9.29 | 177 | 0.1522 | 0.70807 | 0.70666 |
| | | УК | 86.6 | 0.15 | 296 | 0.0015 | 0.70596 | 0.70595 |
| 442-9 | И | АА | 4.1 | 3.82 | 218 | 0.0506 | 0.70694 | 0.70647 |
| | | УК | 91.4 | 0.10 | 282 | 0.0010 | 0.70583 | 0.70582 |
| Миньярская свита | | | | | | | | |
| 442-8 | И | АА | 5.7 | 1.59 | 410 | 0.0114 | 0.70700 | 0.70689 |
| | | УК | 92.7 | 0.21 | 335 | 0.0017 | 0.70660 | 0.70658 |
| 56-16b | И | АА | 4.3 | 0.53 | 465 | 0.0330 | 0.70629 | 0.70626 |
| | | УК | 95.4 | 0.05 | 478 | 0.0003 | 0.70621 | 0.70621 |
| 56-16 | И | АА | 4.3 | 3.25 | 464 | 0.0203 | 0.70654 | 0.70634 |
| | | УК | 93.4 | 0.06 | 342 | 0.0005 | 0.70608 | 0.70607 |
| 56-15a | И | АА | 4.8 | 4.49 | 463 | 0.0280 | 0.70652 | 0.70624 |
| | | УК | 93.6 | 0.07 | 372 | 0.0005 | 0.70601 | 0.70600 |
| 442-7 | И | АА | 4.4 | 4.52 | 447 | 0.0262 | 0.70653 | 0.70627 |
| | | УК | 92.2 | 0.08 | 404 | 0.0005 | 0.70608 | 0.70607 |
| 442-6 | И | АА | 4.3 | 2.37 | 205 | 0.0308 | 0.70701 | 0.70671 |
| | | УК | 94.0 | 0.23 | 230 | 0.0030 | 0.70624 | 0.70621 |

Таблица 2. Продолжение

| Образец ¹ | Порода ² | Карбонатная фаза ³ | Доля фазы в породе, % | Rb, мкг/г | Sr, мкг/г | ⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr измеренное | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr первичное |
|----------------------|---------------------|-------------------------------|-----------------------|-----------|-----------|------------------------------------|---|--|
| 442-3 | Д | АА | 2.8 | 2.09 | 24 | 0.1720 | 0.70816 | 0.70643 |
| | | УК | 94.0 | 0.03 | 20 | 0.0033 | 0.70682 | 0.70678 |
| 442-1 | Д | АА | 2.4 | 6.60 | 715 | 0.0270 | 0.70784 | 0.70754 |
| | | УК | 90.9 | 0.06 | 101 | 0.0017 | 0.70613 | 0.70611 |
| | | АА ⁵ | 3.3 | 4.10 | 209 | 0.0575 | 0.70766 | 0.70702 |
| | | УК ⁵ | 95.0 | 0.05 | 103 | 0.0014 | 0.70613 | 0.70611 |
| 426-35 | Д | АА | 2.9 | 2.08 | 75 | 0.0804 | 0.70737 | 0.70656 |
| | | УК | 95.0 | 0.07 | 67 | 0.0029 | 0.70628 | 0.70625 |
| 426-33 | Д | АА | 2.3 | 12.7 | 342 | 0.1088 | 0.70854 | 0.70733 |
| | | УК | 94.8 | 0.07 | 101 | 0.0020 | 0.70589 | 0.70587 |
| | | АА ⁵ | 2.9 | 3.90 | 191 | 0.0598 | 0.70811 | 0.70744 |
| | | УК ⁵ | 95.8 | 0.07 | 102 | 0.0020 | 0.70585 | 0.70583 |
| 426-31 | Д | АА | 3.5 | 1.84 | 64 | 0.0833 | – | – |
| | | УК | 94.9 | 0.45 | 44 | 0.0295 | 0.70614 | 0.70584 |
| 426-29 | Д | АА | 2.4 | 9.58 | 46 | 0.6115 | 0.71123 | 0.70478 |
| | | УК | 88.7 | 0.17 | 27 | 0.0184 | 0.70605 | 0.70586 |
| 426-24 | Д | АА | 2.4 | 2.79 | 142 | 0.0568 | 0.70717 | 0.70656 |
| | | УК | 96.9 | 0.08 | 66 | 0.0037 | 0.70602 | 0.70598 |
| 426-20 | Д | АА | 3.1 | 2.72 | 126 | 0.0625 | 0.70812 | 0.70745 |
| | | УК | 94.5 | 0.06 | 73 | 0.0022 | 0.70615 | 0.70612 |
| 426-18 | Д | АА | 3.1 | 2.23 | 53 | 0.1226 | – | – |
| | | УК | 95.3 | 0.05 | 55 | 0.0024 | 0.70577 | 0.70574 |
| 426-16 | Д | АА | 2.0 | 35.7 | 105 | 0.9865 | 0.72295 | 0.71210 |
| | | УК | 81.6 | 0.35 | 56 | 0.0178 | 0.70837 | 0.70817 |
| 58-12 ⁴ | Д | АА | 2.0 | 1.31 | 102 | 0.0376 | 0.70882 | – |
| | | УК | 97.9 | 0.08 | 42 | 0.0057 | 0.70820 | – |
| 426-14 | Д | АА | 3.7 | 15.7 | 76 | 0.5950 | 0.71338 | 0.70682 |
| | | УК | 92.3 | 0.16 | 54 | 0.0084 | 0.70834 | 0.70825 |
| 426-13 | Д | АА | 3.5 | 5.26 | 19 | 0.8416 | – | – |
| | | УК | 89.9 | 0.12 | 12 | 0.0258 | 0.70805 | 0.70776 |
| 426-12 | Д | АА | 2.1 | 24.0 | 107 | 0.6469 | – | – |
| | | УК | 58.6 | 0.67 | 64 | 0.0306 | 0.70847 | 0.70813 |
| 426-9 | Д | АА | 3.0 | 1.96 | 14 | 0.3998 | 0.70863 | 0.70416 |
| | | УК | 96.3 | 0.03 | 14 | 0.0063 | 0.70816 | 0.70809 |
| 426-8 | Д | АА | 4.0 | 0.76 | 43 | 0.0507 | 0.70887 | 0.70830 |
| | | УК | 90.3 | 0.03 | 28 | 0.0030 | 0.70754 | 0.70753 |
| | | АА ⁵ | 4.6 | – | – | – | 0.70883 | – |
| | | УК ⁵ | 89.7 | – | – | – | 0.70758 | – |
| 426-6 | Д | АА | 3.3 | 3.25 | 22 | 0.4210 | – | – |
| | | УК | 95.4 | 0.05 | 10 | 0.0155 | 0.70819 | 0.70802 |
| 426-5 | И | АА | 4.8 | 7.19 | 179 | 0.1160 | 0.70762 | 0.70631 |
| | | УК | 90.8 | 0.13 | 196 | 0.0020 | 0.70574 | 0.70572 |
| 58-10 | И | АА | 4.9 | 7.34 | 229 | 0.0951 | 0.70696 | 0.70589 |
| | | УК | 91.0 | 0.16 | 267 | 0.0017 | 0.70562 | 0.70560 |
| 58-8 | И | АА | 5.3 | 5.62 | 151 | 0.1079 | 0.70746 | 0.70624 |
| | | УК | 88.3 | 0.14 | 185 | 0.0023 | 0.70571 | 0.70568 |

Таблица 2. Продолжение

| Образец ¹ | Порода ² | Карбонатная фаза ³ | Доля фазы в породе, % | Rb, мкг/г | Sr, мкг/г | ⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr измеренное | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr первичное |
|----------------------|---------------------|-------------------------------|-----------------------|-----------|-----------|------------------------------------|---|--|
| Инзерская свита | | | | | | | | |
| 426-64 | И | АА | 5.9 | 2.43 | 208 | 0.0438 | 0.70621 | 0.70571 |
| | | УК | 92.9 | 0.11 | 173 | 0.0017 | 0.70557 | 0.70555 |
| 58-1 | И | АА | 4.1 | 0.36 | 175 | 0.0064 | 0.70623 | 0.70616 |
| | | УК | 94.9 | 0.33 | 115 | 0.0082 | 0.70567 | 0.70558 |
| 426-62 | И | АА | 5.5 | 3.18 | 210 | 0.0434 | 0.70628 | 0.70578 |
| | | УК | 93.6 | 0.09 | 166 | 0.0015 | 0.70565 | 0.70563 |
| 63-6 | И | АА | 4.6 | 0.34 | 235 | 0.0041 | 0.70611 | 0.70606 |
| | | УК | 93.9 | 0.03 | 260 | 0.0004 | 0.70560 | 0.70560 |
| | | АА ⁵ | 5.7 | 0.32 | 170 | 0.0055 | 0.70594 | 0.70587 |
| | | УК ⁵ | 92.7 | 0.03 | 235 | 0.0004 | 0.70562 | 0.70562 |
| 63-5 | И | АА | 3.8 | 0.21 | 197 | 0.0031 | 0.70623 | 0.70619 |
| | | УК | 95.4 | 0.04 | 213 | 0.0005 | 0.70567 | 0.70566 |
| 426-58 | И | АА | 6.4 | 1.33 | 241 | 0.0158 | 0.70641 | 0.70622 |
| | | УК | 87.3 | 0.09 | 302 | 0.0009 | 0.70556 | 0.70555 |
| 438-15 | И | АА | 5.2 | 1.35 | 596 | 0.0065 | 0.70555 | 0.70547 |
| | | УК | 94.8 | 0.15 | 542 | 0.0008 | 0.70539 | 0.70538 |
| 438-12 | И | АА | 3.5 | 0.82 | 698 | 0.0030 | 0.70542 | 0.70538 |
| | | УК | 96.5 | 0.04 | 598 | 0.0002 | 0.70532 | 0.70532 |
| 438-10 | И | АА | 4.9 | 0.07 | 564 | 0.0004 | 0.70546 | 0.70546 |
| | | УК | 94.1 | 0.02 | 517 | 0.0001 | 0.70530 | 0.70530 |
| 438-9 | И | АА | 4.8 | 0.71 | 498 | 0.0040 | 0.70542 | 0.70537 |
| | | УК | 94.9 | 0.03 | 522 | 0.0002 | 0.70525 | 0.70525 |
| 438-6 | И | АА | 5.4 | 0.61 | 618 | 0.0022 | 0.70536 | 0.70533 |
| | | УК | 94.6 | 0.03 | 506 | 0.0002 | 0.70533 | 0.70533 |
| | | АА ⁵ | 4.8 | 0.35 | 616 | 0.0017 | 0.70539 | 0.70537 |
| | | УК ⁵ | 95.9 | 0.36 | 512 | 0.0021 | 0.70533 | 0.70531 |
| 438-3 | И | АА | 3.7 | 1.09 | 650 | 0.0047 | 0.70547 | 0.70541 |
| | | УК | 96.0 | 0.04 | 491 | 0.0002 | 0.70526 | 0.70526 |
| 373-16 | И | АА | 5.7 | 2.28 | 124 | 0.0538 | 0.70742 | 0.70676 |
| | | УК | 91.3 | 0.12 | 153 | 0.0020 | 0.70648 | 0.70646 |
| 373-13 | И | АА | 6.2 | 0.94 | 536 | 0.0052 | 0.70631 | 0.70625 |
| | | УК | 90.8 | 0.04 | 572 | 0.0002 | 0.70579 | 0.70579 |
| | | АА ⁵ | 5.0 | 1.90 | 589 | 0.0094 | 0.70623 | 0.70612 |
| | | УК ⁵ | 91.6 | 0.06 | 613 | 0.0003 | 0.70580 | 0.70580 |
| 373-12 | И | АА | 5.2 | 1.12 | 387 | 0.0084 | 0.70635 | 0.70624 |
| | | УК | 94.5 | 0.04 | 418 | 0.0002 | 0.70565 | 0.70565 |
| 55-4 ⁴ | И | АА | 5.1 | 0.55 | 110 | 0.0145 | 0.70884 | — |
| | | УК | 94.9 | 0.06 | 76 | 0.0022 | 0.70888 | — |
| 441-24 | И | АА | 4.6 | 2.39 | 346 | 0.0201 | 0.70579 | 0.70554 |
| | | УК | 94.2 | 0.06 | 249 | 0.0007 | 0.70536 | 0.70535 |
| | | АА ⁵ | 4.3 | 2.57 | 411 | 0.0183 | 0.70554 | 0.70536 |
| | | УК ⁵ | 94.9 | 0.04 | 250 | 0.0005 | 0.70539 | 0.70538 |
| 373-10 | И | АА | 5.5 | 1.35 | 428 | 0.0091 | 0.70621 | 0.70610 |
| | | УК | 94.2 | 0.04 | 439 | 0.0002 | 0.70571 | 0.70571 |
| 441-20 | И | АА | 4.3 | 3.16 | 532 | 0.0171 | 0.70556 | 0.70535 |
| | | УК | 95.4 | 0.05 | 418 | 0.0004 | 0.70528 | 0.70528 |

Таблица 2. Окончание

| Образец ¹ | Порода ² | Карбонатная фаза ³ | Доля фазы в породе, % | Rb, мкг/г | Sr, мкг/г | ⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr измеренное | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr первичное |
|----------------------|---------------------|-------------------------------|-----------------------|-----------|-----------|------------------------------------|---|--|
| 441-18 | И | АА | 5.1 | 2.17 | 406 | 0.0154 | 0.70554 | 0.70535 |
| | | УК | 94.7 | 0.04 | 411 | 0.0003 | 0.70534 | 0.70534 |
| 441-17 | И | АА | 5.4 | 4.09 | 345 | 0.0347 | 0.70640 | 0.70596 |
| | | УК | 93.1 | 0.29 | 338 | 0.0026 | 0.70538 | 0.70536 |
| 441-15 | И | АА | 4.8 | 10.2 | 572 | 0.0516 | 0.70658 | 0.70592 |
| | | УК | 85.6 | 0.18 | 506 | 0.0010 | 0.70541 | 0.70540 |
| | | АА ⁵ | 3.5 | 10.8 | 608 | 0.0511 | 0.70658 | 0.70591 |
| | | УК ⁵ | 87.3 | 0.19 | 503 | 0.0010 | 0.70541 | 0.70540 |
| Катавская свита | | | | | | | | |
| 441-13 | И | АА | 5.4 | 7.99 | 168 | 0.1393 | 0.70996 | 0.70823 |
| | | УК | 84.4 | 0.21 | 151 | 0.0041 | 0.70632 | 0.70627 |
| 373-9 | И | АА | 5.9 | 7.29 | 213 | 0.1002 | 0.71185 | 0.71060 |
| | | УК | 81.2 | 0.19 | 245 | 0.0023 | 0.70756 | 0.70753 |
| | | АА ⁵ | 5.1 | 7.88 | 266 | 0.0868 | 0.71200 | 0.71092 |
| | | УК ⁵ | 81.6 | 0.19 | 239 | 0.0023 | 0.70755 | 0.70752 |
| 63-2 ⁴ | И | АА | 8.6 | 0.47 | 688 | 0.0020 | 0.71199 | – |
| | | УК | 91 | 0.08 | 286 | 0.0008 | 0.71243 | – |
| 441-9 | И | АА | 4.3 | 15.9 | 199 | 0.2338 | 0.71247 | 0.70956 |
| | | УК | 82.2 | 0.39 | 190 | 0.0060 | 0.70651 | 0.70644 |
| 373-5 | И | АА | 4.9 | 13.9 | 214 | 0.1893 | 0.71245 | 0.71010 |
| | | УК | 82.1 | 0.07 | 216 | 0.0010 | 0.70821 | 0.70820 |
| 63-1 ⁴ | И | АА | 8.5 | 0.60 | 142 | 0.0124 | 0.72019 | – |
| | | УК | 90.3 | 0.08 | 268 | 0.0008 | 0.72044 | – |
| 441-5 | И | АА | 4.3 | 15.3 | 162 | 0.2766 | 0.71441 | 0.71097 |
| | | УК | 81.0 | 0.28 | 123 | 0.0067 | 0.70682 | 0.70674 |
| | | АА ⁵ | 5.8 | 10.8 | 125 | 0.2530 | 0.71415 | 0.71100 |
| | | УК ⁵ | 79.7 | 0.49 | 125 | 0.0115 | 0.70676 | 0.70662 |
| 55-3 ⁴ | И | АА | 9.2 | 1.33 | 111 | 0.0351 | 0.72148 | – |
| | | УК | 89.9 | 0.09 | 160 | 0.0016 | 0.72186 | – |
| | | АА ⁵ | 10.0 | 0.88 | 115 | 0.0224 | 0.72141 | – |
| | | УК ⁵ | 88.7 | 0.05 | 159 | 0.0009 | 0.72189 | – |
| 373-3 | И | АА | 5.1 | 18.3 | 176 | 0.3052 | 0.71374 | 0.70995 |
| | | УК | 76.3 | 0.34 | 161 | 0.0063 | 0.70845 | 0.70837 |
| 441-2 | И | АА | 6.2 | 5.35 | 124 | 0.1264 | 0.71253 | 0.71096 |
| | | УК | 83.2 | 0.24 | 157 | 0.0045 | 0.70714 | 0.70708 |
| | | АА ⁵ | 5.3 | 11.2 | 144 | 0.2278 | 0.71319 | 0.71036 |
| | | УК ⁵ | 86.3 | 0.19 | 155 | 0.0036 | 0.70718 | 0.70714 |
| 55-2 ⁴ | И | АА | 7.6 | 0.41 | 55 | 0.0220 | 0.72272 | – |
| | | УК | 91.2 | 0.24 | 64 | 0.0110 | 0.72472 | – |
| 373-1 | И | АА | 4.7 | 22.0 | 154 | 0.4184 | 0.71824 | 0.71304 |
| | | УК | 71.6 | 0.53 | 115 | 0.0135 | 0.70996 | 0.70979 |
| | | АА ⁵ | 5.4 | 17.6 | 136 | 0.3790 | 0.71767 | 0.71296 |
| | | УК ⁵ | 70.1 | 0.52 | 118 | 0.0129 | 0.70991 | 0.70975 |

Примечание. 1 – курсивом выделены образцы, удовлетворяющие принятым значениям геохимических критериев: для известняков – Mg/Ca ≤ 0.024, Mn/Sr ≤ 0.2 и Fe/Sr ≤ 5 и для доломитов – Mg/Ca ≥ 0.608, Mn/Sr ≤ 1.2 и Fe/Sr ≤ 3; 2 – И – известняк, Д – доломит; 3 – АА-фаза – карбонатный материал, растворенный в 1N NH₄OAc. УК-фаза – карбонатный материал, оставшийся после обработки образца 1N NH₄OAc и растворенный затем в 10% CH₃COOH; 4 – образцы прожилковых кальцитов и доломитов; 5 – данные представляют результаты независимых обработок образца 1N NH₄OAc.

($r = 0.88$). Эти зависимости свидетельствуют о частичной перекристаллизации карбонатных пород с обогащением вторичных фаз Mn, Fe и радиогенным ^{87}Sr на поздних этапах литогенеза. Наличие некогенетических минеральных генераций в кальците из прожилков предполагает, что даже эти поздние кальциты были частично перекристаллизованы под действием эпигенетического флюида. Для доломитов, однако, такие корреляции отсутствуют, что может указывать на их более глубокую перекристаллизацию.

Изложенные данные свидетельствуют, что Rb-Sr системы в АА- и УК-фазах известняков и доломитов формировались на разных этапах литогенеза. Поэтому вычисление первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в АА-фазах на основании данных о содержаниях Rb и Sr в валовом карбонатном материале и о возрасте образцов некорректно и может приводить к существенно более низким значениям этого отношения по сравнению с полученными для соответствующих УК-фаз (табл. 2, рис. 4). Предварительная обработка образцов уксусом аммония позволяет увеличить надежность оценки отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в палеобассейне, поскольку в этом случае такая оценка производится по результатам анализа обогащенной первичной карбонатной фазы. В дальнейшем изложении все приводимые величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах относятся только к УК-фазе их карбонатной составляющей, если специально не оговорен другой проанализированный материал. При вычислении первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ возраст пород катавской свиты принимался равным 870, инзерской – 835, миньярской – 780, а укской – 650 млн. лет. Для карбонатных пород инзерской и миньярской свит он соответствовал полученным по ним Pb-Pb датировкам, а для остальных свит – средним значениям принятых возрастных интервалов. Вычисление первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для карбонатных фаз кальцитов и доломитов из прожилков не проводилось из-за отсутствия информации о времени их формирования.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД КАТАВСКОЙ СЕРИИ

Катавская свита. Глинистые известняки катавской свиты сложены кальцитом с высокой долей тонкой силикокластической примеси (10–24%), представленной иллитом, хлоритом, обломочными кварцем и полевыми шпатами (табл. 1). Для карбонатной составляющей известняков характерны высокие содержания Mn и Fe, в среднем соответственно 206 и 3200 мкг/г. Концентрация Sr в породах невысока и в среднем составляет 170 мкг/г при колебании от 120 до 240 мкг/г. Кальциты тонких прожилков практически не со-

держат Mg (<0.1%), однако обогащены Mn и обеднены Fe по сравнению с вмещающими известняками. В нижней части свиты эти кальциты содержат несколько меньше Sr, чем в верхней (67–155 против 255–345 мкг/г). На общем фоне высоких первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, свойственных катавским глинистым известнякам, их значения в разрезе Кулмас значительно выше, чем в разрезе Миньяр: 0.70753–0.70979 против 0.70627–0.70714. Такое различие, видимо, связано с разной постседиментационной историей пород, что подчеркивается более высокой степенью их перекристаллизации, стилолитизации и трещиноватости в разрезе Кулмас. В обоих разрезах отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках уменьшается от основания свиты к ее кровле: в Миньярском от 0.70714 до 0.70627, а в Кулмасском от 0.70979 до 0.70753. Аналогичная картина наблюдается в кальцитовых прожилках. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них в основании свиты составляет 0.72472, в средней части 0.72044–0.72189, а в верхней 0.71243 (табл. 2).

Одной из причин обогащения карбонатного материала катавских известняков Mn, Fe Rb и радиогенным ^{87}Sr могло быть заимствование этих элементов из глинистой примеси самих известняков. Действительно, в поровых водах неуплотненных карбонатных осадков, содержащих 10–15% глинистого вещества, наблюдаются довольно высокие концентрации Mn (0.02–0.12%) и Fe (0.20–0.36%) (Savin, Epstein, 1970), а преобразование глинистых минералов в ходе диа- и катагенеза приводит к освобождению ряда химических элементов (Анфимов, 1997). Но, как показывает упомянутый тренд уменьшения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках и прожилковых кальцитах по мере удаления от подстилающей песчано-глинистой зильмердакской свиты, эта причина не была единственной. Очевидно, что перекристаллизация катавских известняков и обогащение их карбонатной составляющей малыми элементами и радиогенным ^{87}Sr происходили также под воздействием эпигенетического флюида, поступающего из подстилающих песчано-глинистых пород зильмердакской свиты на стадии погружения осадков и в период формирования трещинных систем в каратавской толще (Кузнецов, 1998; Кузнецов и др., 2002).

Инзерская свита. Все инзерские известняки, за исключением двух доломитизированных разностей (обр. 441–24 и 58–1), сложены низкомагнетизальным кальцитом и включают лишь незначительную долю (в среднем менее 1%; табл. 1) силикатной примеси, представленной обломочным кварцем. Только в основании карбонатных пачек обеих подсвит доля этой примеси повышается до 7–10% и в ее составе появляются глинистые минералы. Для инзерских известняков характерны очень низкие содержания Mn (10–50 мкг/г) и Fe

(160–900 мкг/г) при значительной концентрации Sr как в верхней (169–298 мкг/г), так и особенно в нижней (411–605 мкг/г) подсвите. Повышенные содержания Mn и Fe наблюдаются только в доломитизированных известняках (обр. 441-24 и 58-1), ожелезненном известняке (обр. 373-16) и в известняках из основания обеих карбонатных пачек свиты в разрезе Миньяр (обр. 441-15, 441-17 и 426-58). Обогащение известняков в основании свиты Mn и Fe, очевидно, было вызвано поступлением элизионных растворов, которые формировались в подстилающей глинисто-карбонатной катавской свите в ходе погружения осадков.

Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках нижнеинзерской подсвиты в разрезе Кулмас заметно выше, чем в разрезе Миньяр – 0.70565–0.70646 против 0.70525–0.70551 (табл. 2). Максимальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ обнаружено в ожелезненном известняке из видимой кровли разреза Кулмас (0.70646, обр. 373-16). Это повышение, вероятно, обусловлено воздействием метеорных вод на карбонатную породу, что согласуется с ее мозаичной структурой, присутствием гидроокислов железа и ростом отношений Mn/Sr и Fe/Sr (рис. 5а, б). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в прочих известняках разреза Кулмас несколько выше (0.70565–0.70580), чем в разрезе Миньяр (0.70525–0.70540), хотя эти образцы обладают близкими величинами Mn/Sr и Fe/Sr. Такое соотношение может объясняться пятнистой перекристаллизацией Кулмасских известняков, их микростилолитизацией и появлением секущих жилок (0.1–0.5 мм), заполненных кристаллическим кальцитом поздних генераций. Наблюдаемое в кальците этих прожилков высокое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равное 0.70888, показывает, что поздние генерации эпигенетического флюида были обогащены радиогенным ^{87}Sr .

В верхнеинзерской подсвите первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках обоих изученных разрезов лежат в пределах 0.70555–0.70566 (табл. 2). При этом в разрезе Миньяр слабо доломитизированные известняки как нижней, так и верхней подсвиты (обр. 441-24 и 58-1), с повышенными отношениями Mn/Sr и Fe/Sr по величине $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ практически не отличаются от соседствующих в разрезе “чистых” известняков. Видимо, доломитизация произошла на стадии раннего диagenеза, а повышение содержаний рассеянных элементов связано с кристаллохимическими особенностями доломитовой фазы.

Миньярская свита. Средняя величина отношения Mg/Ca в доломитах, преобладающих в сложении свиты, равна 0.608 и близка к значению в стехиометрическом доломите (Chilingare et al., 1967). Однако вариации упомянутого отношения (0.552–0.636) позволяют разделить изученные образцы на две группы: “магнезиальных” доломитов с от-

ношением Mg/Ca в диапазоне 0.608–0.636 и “низкомагнезиальных” – с отношением 0.552–0.607 (табл. 1). Эти группы различаются также по текстурно-структурным характеристикам: для магнезиальных доломитов характерны низкая степень перекристаллизации и сохранность первичных седиментационных текстур, тогда как в низкомагнезиальных обычны крупнокристаллический зональный доломит, лишенный реликтовых текстур. В свите преобладают магнезиальные доломиты, а низкомагнезиальные приурочены, главным образом, к 70–80-метровой пачке строматолитовых доломитов нижней подсвиты, к прослоям, обогащенным алевритовой примесью, и к отдельным небольшим пакетам в предшубинской части свиты. Магнезиальные доломиты в среднем содержат меньше Mn (44–230 мкг/г) и Fe (90–440 мкг/г) по сравнению с низкомагнезиальными (соответственно 91–340 и 60–1340 мкг/г). Кроме того, для них характерны более высокие содержания Sr и заметно более низкое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, чем в низкомагнезиальных доломитах: 21–113 мкг/г и 0.70574–0.70678 против 10–65 мкг/г и 0.70753–0.70825 соответственно (рис. 6). По величине Mg/Ca (0.56) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70820) прожилковый доломит из нижней части свиты (обр. 58-12) близок к низкомагнезиальным доломитам (рис. 5 и 6). Поэтому можно предполагать, что перекристаллизация этих карбонатов, сопровождаемая понижением отношения Mg/Ca, происходила при участии единого флюида.

Известняки нижней пачки миньярской свиты слабо доломитизированы (Mg/Ca до 0.035) и содержат 5–10% силикокластической примеси, представленной кварцем, иллитом и хлоритом. Рассеянные элементы распределены по разрезу пачки довольно равномерно при средних содержаниях Mn 130, Fe 1500 и Sr 215 мкг/г (табл. 1). Известняки шубинской пачки, венчающей разрез свиты, представлены кальцитовыми разностями, за исключением одного смешаннофазного образца (обр. 442–6, Mg/Ca = 0.16), взятого у контакта с нижележащими доломитами. Примесь силикокластического материала во всех образцах незначительна (0.5–3%). Для этих пород характерны высокая концентрация Mn (130–2960 мкг/г), но относительно небольшое содержание Fe (150–1420 мкг/г). Содержание Sr в шубинских известняках обычно высокое – от 230 до 477 мкг/г и понижается только у кровли пачки, вблизи поверхности предукского несогласия, а также в доломитизированном известняке (обр. 442–6) из базальной 2-метровой пачки. По величине среднего отношения Fe/Mn = 1.2 шубинские известняки отличаются от многих рифейских и палеозойских морских карбонатов, для которых это отношение близко к 10 (Kupcz, Land, 1991; Montanez, Read, 1992a; Кузнецов и др., 1997). Такое различие может указывать на отложение шубинских осадков в частично

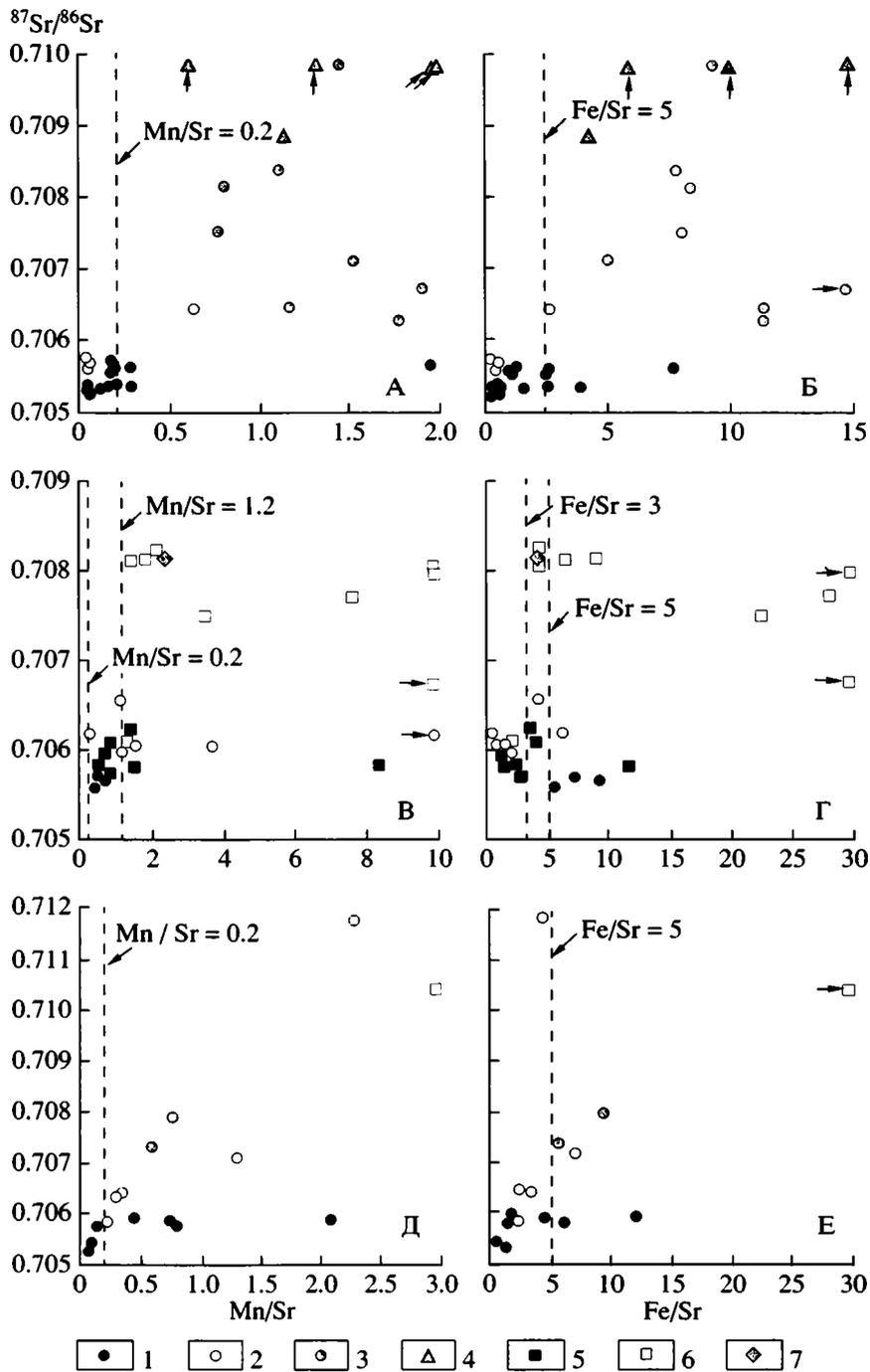


Рис. 5. Зависимость первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатных породах каратавской серии от отношений Mn/Sr и Fe/Sr: А-Б – катавская и инзерская свиты, В-Г – миньярская свита, Д-Е – укская свита.

1 – известняки (микриты, микрокарпиты); 2 – известняки с генерациями позднего кальцита; 3 – известняки с долей глинистой примеси более 10%; 4 – кальцит из прожилков; 5 – доломикриты, доломикроспариты; 6 – доломиты с генерациями позднего доломспарита; 7 – доломит из прожилков.

изолированном, периодически пересыхавшем бассейне (Горохов и др., 1998; Kuznetsov et al., 1999), с чем согласуется наличие в них трещин усыхания. Вместе с тем, мозаичная перекристаллизация и присутствие гидрокислов железа свидетельствуют, что вторичные преобразования

этих пород происходили с участием метеорных вод. Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках основания миньярской свиты составляет 0.70560–0.70572 и близко к соответствующей величине в вышележащих магнезиальных доломитах (рис. 5в,г), а в шубинских породах меняется

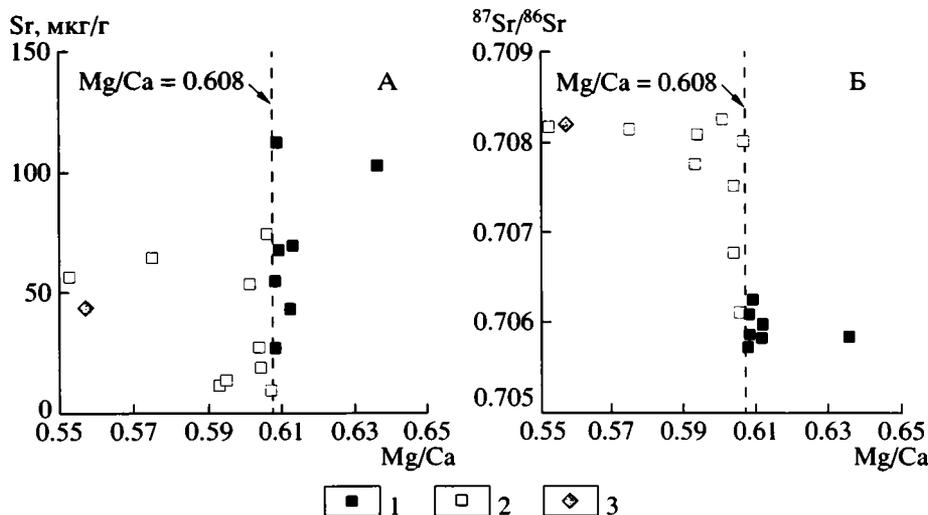


Рис. 6. Зависимость содержания Sr (А) и отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Б) в доломитах миньярской свиты от отношения Mg/Ca. 1 – магнезиальные доломиты (Mg/Ca > 0.608); 2 – низкомагнезиальные доломиты (Mg/Ca < 0.608); 3 – доломит из прожилков.

от 0.70600 до 0.70658, достигая минимального значения в середине, а максимального – в кровле пачки.

Укская свита. В строматолитовых, микрофитолитовых и обломочных известняках укской свиты содержание Mg обычно не более 0.5%, но в отдельных прослоях достигает 1.1–1.5% (табл. 1). Доля силикокластической примеси (кварц, полевые шпаты, иллит и хлорит) колеблется от 0.1 до 14%, увеличиваясь в карбонатных пачках нижней подсвиты (5–8%) и базальных горизонтах верхней (11–14%). Содержания Mn и Fe в породах колеблются в широких пределах. Минимальные концентрации Mn (22–66 мкг/г) и Fe (130–470 мкг/г) характерны для чистых микритов и микроспаритов, а в обогащенных некарбонатной примесью и в доломитизированных известняках содержания этих элементов возрастают соответственно до 80–150 и 775–1010 мкг/г. Максимальные концентрации Mn (102–603 мкг/г) и Fe (1120–3450 мкг/г) наблюдаются в карбонатных пакетах нижней подсвиты, залегающих среди силикокластических пород, а также в песчанистых известняках основания верхней подсвиты (рис. 5д,е). Концентрация Sr в большинстве укских микрит-микроспаритовых известняков составляет 145–715 мкг/г и понижается до 105–140 мкг/г в породах, содержащих поздние генерации кристаллического кальцита. Исключение составляет отобранный в кровле разреза Кулмас обр. 3573, который сложен микритом и микроспаритом, но содержит всего 90 мкг/г Sr. Доломиты и доломитизированные известняки (обр. 442–24 и 442–27), завершающие Шубинский разрез свиты, содержат 1.5–9.5% Mg, 110–120 мкг/г Mn и 220–1120 мкг/г Fe.

В этих породах отмечена самая низкая для всей свиты концентрация Sr (12–53 мкг/г).

Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в укских известняках варьируют от 0.70538 до 0.70800. Минимальные значения (0.70538–0.70598) отмечены в микрит-микроспаритовых известняках с низким содержанием некарбонатной примеси, а максимальные – в породах, обогащенных такой примесью и содержащих пойкилитовый кальцит. В последних наблюдается положительная связь между отношениями Mn/Sr и Fe/Sr, с одной стороны, и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, с другой (рис. 5д,е), а также отрицательная корреляция величин Mn/Sr и Fe/Sr с $\delta^{18}\text{O}$ (Подковыров и др., 1998). Это свидетельствует о изменении пород под воздействием метеорного флюида, вероятно, во время предвендского перерыва. Доломитизированные известняки в кровле свиты отличаются высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.71050–0.71187), что предполагает их перекристаллизацию с участием флюида, обогащенного радиогенным ^{87}Sr .

Источник эпигенетического ^{87}Sr в карбонатных породах каратавской серии. Строение каратавской серии позволяет считать, что главная масса эпигенетических флюидов, обогащенных радиогенным ^{87}Sr , поступала в карбонатные горизонты серии из ее базальных песчано-глинистых зильмердакских и глинисто-карбонатных катавских толщ на стадии их диагенетических преобразований в ходе погружения, а также, вероятно, во время тектонических напряжений по зонам разуплотнения. Это заключение основывается на следующих фактах. 1. Трансформация глинистых минералов на этапе погружения силикокластических и глинисто-карбонатных осадков способна

освобождать значительные количества Mn, Fe, Rb и радиогенного ^{87}Sr , которые могут контаминировать ассоциированные известняки. 2. Понижение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в катавских известняках и в прожилках кальцита по мере удаления от кровли зильмердакской свиты прямо указывает на источник флюида, обогащенного радиогенным ^{87}Sr . 3. Средние значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в легкоподвижном Sr, удаляемом при выщелачивании глинистых минералов зильмердакских и инзерских аргиллитов, равны соответственно 0.7220–0.7225 и 0.7126–0.7181 (Gorokhov et al., 1995; Кузнецов и др., 2002). 4. Измеренные величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в поздних кальцитах и доломитах, выполняющих трещины в каратавских породах, составляют 0.70820–0.72472. 5. Максимальные измеренные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в поверхностных АА-фазах каратавских известняков и доломитов равны соответственно 0.71292 и 0.72295. Вместе с тем, во время преддукского и предвендского перерывов дополнительными поставщиками ^{87}Sr в каратавские карбонаты были метеорные и подземные воды, обогащенные этим изотопом за счет его выщелачивания из смежных силикокластических отложений. Влияние этого фактора наиболее ярко проявлено в терминальных горизонтах миньярской и особенно укской свит.

ОЦЕНКА ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД КАРАТАВСКОЙ СЕРИИ И НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ОТНОШЕНИИ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ В ПОЗДНЕРИФЕЙСКОЙ МОРСКОЙ ВОДЕ

Морские карбонатные осадки изначально характеризуются низкими отношениями Mn/Sr и Fe/Sr. Однако в ходе диагенеза и эпигенеза их химический и изотопный состав в той или иной мере изменяется в результате взаимодействия с элизонными, подземными и метеорными водами, которые за счет растворения материала ассоциированных силикатных отложений обогащены Mn, Fe и радиогенным ^{87}Sr по сравнению с морской водой (Goldberg, 1963; Blatt et al., 1980; Kharaka, Thordsen, 1992; Stueber et al., 1993; Chaudhuri, Clauer, 1993). Дополнительным фактором химического преобразования карбонатных осадков в условиях диагенеза и эпигенеза является различие коэффициентов распределения второстепенных элементов по отношению к Ca в системе вода-порода: для Sr этот коэффициент <1 , а для Mn и Fe >1 (Pingitore, 1978; Kretz, 1982; Banner, Hanson, 1990; Vahrenkamp, Swart, 1990). В результате в процессе низкотемпературной перекристаллизации карбонатные осадки обогащаются Mn и Fe, но теряют часть Sr, изотопный состав которого при этом также изменяется (Brand, Veizer, 1980; Юдович и др., 1980; Горохов, 1996). Следовательно, как абсолютные величины элементных отношений

Mn/Sr и Fe/Sr, так и зависимости между ними, с одной стороны, и изотопным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, с другой, могут контролировать степень вторичной перекристаллизации докембрийских карбонатов (Veizer et al., 1983; Derry et al., 1992; Горохов и др., 1995; Melezhik et al., 2001; Семихатов и др., 2002). Практика показала, что сочетание петрографических, литологических и изотопно-геохимических методов является лучшим способом выявления вторичных изменений карбонатных пород и установления пороговых значений геохимических критериев сохранности, которые определяют выбор образцов, пригодных для реконструкции изотопного состава Sr в палеоокеане.

Проведенное нами комплексное изучение Rb-Sr систематики карбонатных пород в типовых и опорных разрезах рифея Урала и Сибири позволило рекомендовать для известняков следующий набор таких критериев и их значений: $\text{Mn/Sr} \leq 0.20$, $\text{Fe/Sr} \leq 5.0$ и $\text{Mg/Ca} \leq 0.024$ (Кузнецов и др., 1997; Семихатов др., 1998, 2002). Хотя приведенные численные значения, вероятно, не универсальны для всех возможных случаев эпигенетического преобразования Rb-Sr систем карбонатных пород, они являются самыми жесткими из всех, предлагавшихся до сих пор в мировой литературе. Поэтому мы считаем, что эти критерии способны обеспечить строгий отбор наименее измененных (“лучших”) известняков.

Большинство авторов, изучавших изотопный состав Sr в палеоокеанах, не считает доломиты надежным источником информации (Derry et al., 1989, 1992; Asmerom et al., 1991; Kaufman et al., 1993). Однако сейчас имеются доказательства как самой возможности ранней доломитизации карбонатных осадков в мелководных бассейнах при участии морской воды (Ricketts, 1983; Vahrenkamp, Swart, 1990; Land, 1992; Montanez, Read, 1992b и др.), так и способности таких доломитов вне областей интенсивных вторичных преобразований сохранять изотопный состав Sr среды седиментации (Kupcz, Land, 1991; Montanez, Read, 1992a; Горохов и др., 1995, 1998). Тем не менее из-за недостаточной изученности поведения малых элементов в ходе литогенеза этих пород для них до сих пор не найдены геохимические критерии сохранности, способствующие выбору наименее измененных образцов. Данные, полученные для карбонатных пород каратавской серии, могут помочь продвижению в этом направлении.

С одной стороны, на примере инзерских известняков (обр. 441-24 и 58-1) установлено, что слабая раннедиагенетическая доломитизация не влияет на изотопный состав Sr в этих породах. Несмотря на то, что содержание Mg (1.1–1.4%) в них выходит за пределы вариаций (0.1–0.8%), наблюдаемых в других образцах рассматриваемого стратиграфического интервала, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в

этих доломитизированных породах не отличается от такового в соседствующих в разрезе “чистых” известняках (табл. 2). С другой стороны, присутствие реликтов доломикрита в некоторых заведомо раннедиагенетических кремневых конкрециях миньярской свиты, залегающих среди магнезиальных доломитов, свидетельствует, что доломитизация карбонатных осадков этой свиты произошла сразу после их отложения и, вероятно, осуществлялась под влиянием флюида, близкого по химическому и изотопному составу к среде осаждения первичных карбонатных минералов. Образованные таким путем доломиты могли сохранить первоначальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, свойственное морской воде. В этой связи важно отметить, что миньярские магнезиальные доломиты отличаются от низкомагнезиальных не только лучшей сохранностью седиментационных текстур и низкой степенью перекристаллизации, но и более высоким содержанием Sr. Таким образом, можно полагать, что магнезиальные доломиты, возникшие в результате раннедиагенетической доломитизации, не претерпели серьезных вторичных изменений и сохранили первичные геохимические характеристики. Напротив, свойственные миньярским низкомагнезиальным доломитам крупные зональные кристаллы, а также низкие концентрации Mg и Sr позволяют рассматривать эти породы в качестве продуктов частичной дедоломитизации. Иными словами, химический состав доломитов может служить показателем сохранности их Rb-Sr систем. Критические значения отношений Mg/Ca, Mn/Sr и Fe/Sr, позволяющие отделять магнезиальные доломиты от низкомагнезиальных, равны соответственно 0.608, 1.2 и 3.0 (табл. 1), а взаимодействие каратавских карбонатных пород с эпигенетическими флюидами, как показано выше, приводило к привносу в карбонаты радиогенного ^{87}Sr . Следовательно, доломиты с более низким отношением Mg/Ca и более высокими Mn/Sr и Fe/Sr могут считаться испытанными вторичные изменения и непригодными для суждения об изотопном составе Sr в морской воде. Любопытно, что приведенное критическое значение отношения Mn/Sr в миньярских доломитах близко к величинам (1.0–1.5), принятым разными авторами в качестве геохимических критериев для отбора наименее измененных верхнепротерозойских известняков (Asmerom et al., 1991; Derry et al., 1992; Kaufman et al., 1993).

Итак, для каратавских карбонатных пород установлены следующие пороговые значения геохимических критериев сохранности, позволяющие выбирать из числа проанализированных образцов те, которые пригодны для восстановления изотопного состава Sr в морской воде: для известняков – $\text{Mn/Sr} \leq 0.20$, $\text{Fe/Sr} \leq 5.0$ и $\text{Mg/Ca} \leq 0.024$, а для доломитов – $\text{Mn/Sr} \leq 1.2$, $\text{Fe/Sr} \leq 3.0$ и $\text{Mg/Ca} \geq 0.608$. Аналитические данные для образ-

цов, отвечающих этим критериям, выделены в таблицах 1 и 2 курсивом.

Катавским глинистым известнякам, начинающим существенно карбонатную часть каратавской серии, свойственны высокие отношения Mn/Sr и Fe/Sr, далеко превосходящие их пороговые значения, а также широкий разброс отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Это свидетельствует о серьезных постседиментационных нарушениях Rb-Sr систем катавских известняков. Таким образом, полученные для них результаты (табл. 2, рис. 7) не отражают изотопный состав Sr в среде седиментации и далее не рассматриваются. В отличие от этого, большинство образцов инзерской свиты (16 из 22) удовлетворяют принятым геохимическим критериям сохранности. Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в отвечающих этим критериям верхнеинзерских известняках обоих изученных разрезов лежат в интервале 0.70555–0.70566. Однако “лучшие” нижеинзерские известняки в разрезах Миньяр и Кулмас показали различные величины первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равные 0.70525–0.70538 и 0.70565–0.70580 (рис. 7). Отмеченная ранее повышенная степень перекристаллизации этих известняков в разрезе Кулмас и наличие в них прожилков позднего кальцита с высоким отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70888), вероятно, и привели к повышению отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в проанализированных образцах. Однако эти образцы формально отвечают геохимическим критериям сохранности и потому не исключаются из дальнейшего анализа. Миньярские доломиты и известняки испытали более значительные эпигенетические преобразования. В результате из 25 изученных образцов (17 доломитов и 8 известняков) лишь 4 образца “магнезиальных” доломитов удовлетворяют принятым геохимическим критериям. Полученные для этих образцов значения первичных отношений (0.70574–0.70611) в общем согласуются с оценками верхнего предела отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде, сделанными по измененным известнякам в основании (<0.70560) и в кровле (<0.70600) свиты, и образуют восходящий тренд (рис. 7). Интервал 0.70574–0.70611, по-видимому, адекватно характеризует изотопный состав Sr в морской воде дошубинской части миньярского времени. Породы укской свиты, которые завершают существенно карбонатную часть каратавской серии и на западном крыле Башкирского мегантиклинория предшествуют предвендскому перерыву, претерпели интенсивную перекристаллизацию под воздействием метеорных и подземных вод. В результате из 15 изученных образцов лишь три образца известняков отвечают критериям сохранности. Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них варьирует от 0.70538 до 0.70580. Таким образом, каратавская серия представляет информацию об изотопном составе Sr в океане лишь для небольшой части позднего рифея, так как: 1 – базальные

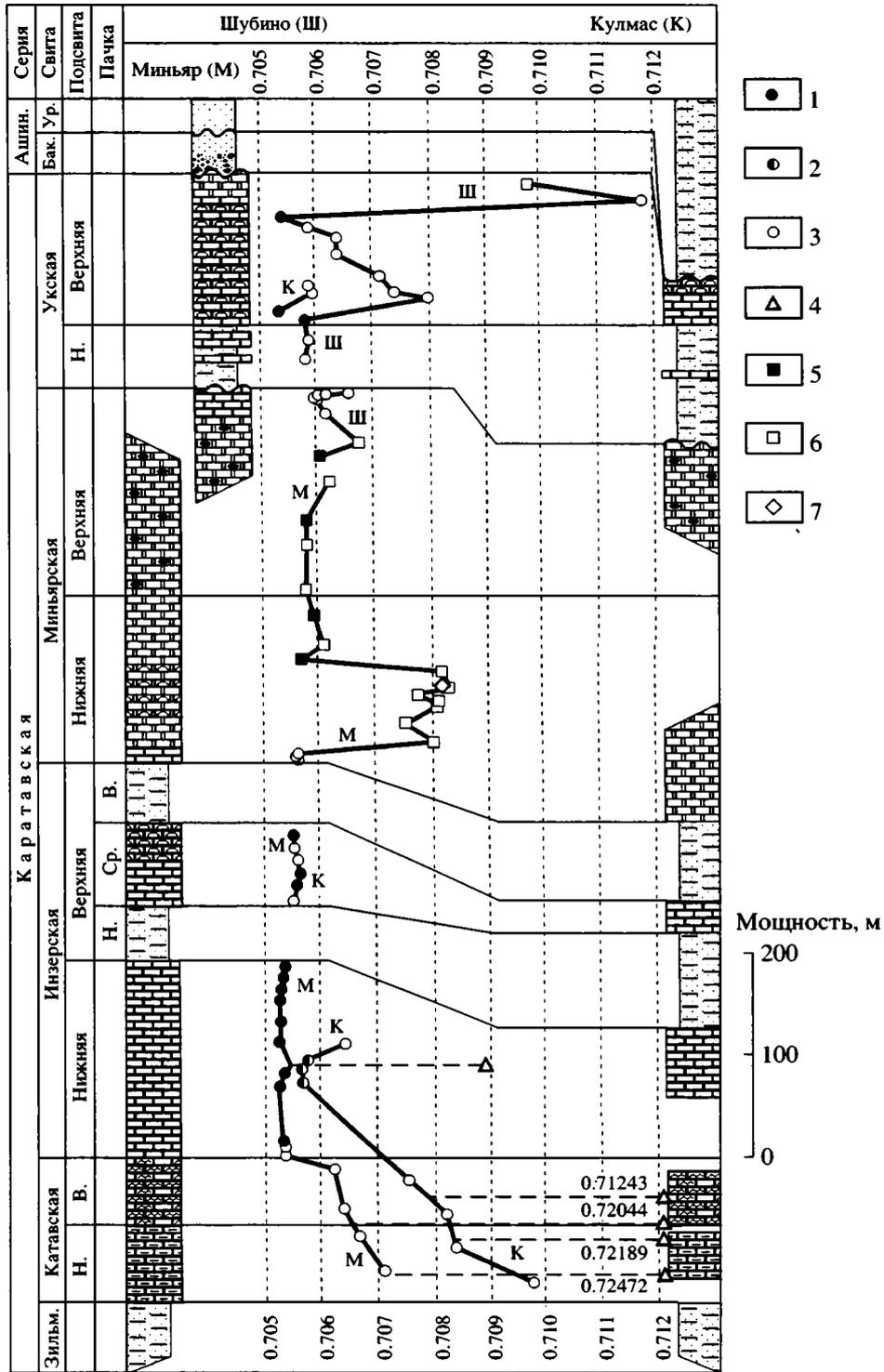


Рис. 7. Вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатных породах каратавской серии.

1 – известняки, удовлетворяющие принятым геохимическим критериям ($\text{Mn}/\text{Sr} \leq 0.2$, $\text{Fe}/\text{Sr} \leq 5.0$ и $\text{Mg}/\text{Ca} \leq 0.024$); 2 – известняки, удовлетворяющие геохимическим критериям, но содержащие заметное количество генераций позднего кальцита; 3 – известняки, не удовлетворяющие геохимическим критериям; 4 – кальцит из прожилков; 5 – доломиты, удовлетворяющие принятым геохимическим критериям ($\text{Mn}/\text{Sr} \leq 1.2$, $\text{Fe}/\text{Sr} \leq 5.0$ и $\text{Mg}/\text{Ca} \geq 0.608$); 6 – доломиты, не удовлетворяющие геохимическим критериям; 7 – доломит из прожилков. Горизонтальная пунктирная линия обозначает уровень отбора образцов кальцитов из прожилков, а значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этих образцах, выходящие за пределы поля, отмечены на рисунке цифрами. Сокращения названий разрезов: К – Кулмас, М – Миньяр, Ш – Шубино. Остальные сокращения и усл. обозначения см. на рис. 2.

ее горизонты сложены терригенными породами зильмердакской и измененными глинистыми известняками катавской свиты, 2 – между миньярской и укской свитами существует перерыв, вероятно, значительной продолжительности и 3 – укская свита отделена от начала венда терригенной криволукской свитой и последующим перерывом.

ВАРИАЦИИ ОТНОШЕНИЯ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ В ПОЗДНЕРИФЕЙСКОМ ОКЕАНЕ И ИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ ФОН

Базой для реконструкции вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане служат данные по лахандинской серии Учуро-Майского региона и ее аналогам в Туруханском районе, которые относятся к раннему каратавию (Горохов и др., 1995; Семихатов и др., 1998, 2002), и по инзерской, миньярской и укской свитам Южного Урала, представляющим значительную часть позднего каратавия (Gorokhov et al., 1996; Кузнецов и др., 1997; Кузнецов, 1998; настоящая работа). Важное значение этих данных определяется тем, что они характеризуют эпигенетически слабо измененные преимущественно карбонатные разрезы, получены по единой методике с использованием двустадийной химической обработки образцов, отвечающих жестким значениям геохимических критериев сохранности, и достаточно строго привязаны к хронометрической шкале. К сожалению, упомянутые данные получены для трех дискретных отрезков позднего рифея (1030–1000, 850–770 и 690–640 млн. лет), которые в сумме составляют около 37% общей продолжительности каратавия. Sr-изотопная характеристика интервалов между этими отрезками опирается на анализ литературных данных, а отчасти и на интерполяцию.

Позднерифейской истории изменения изотопного состава Sr в морской воде предшествовала более спокойная среднерифейская ее история (обзор и библиографию см. Семихатов и др., 2002). Анализ имеющихся данных показывает, что в начале среднего рифея, 1280–1270 млн. лет назад, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде было сравнимым с раннерифейским и не превышало 0.7046–0.7047, но позднее плавно возрастало, достигнув 0.7049 и 0.7052–0.7056 соответственно около 1260 и 1200 млн. лет назад. Этот рост определялся начавшейся около 1300–1250 млн. лет назад Эльзевирской аккреционной орогенией, которая имела субглобальный характер (McLelland et al., 1996; Rivers, 1997; Rivers, Corrigan, 2000). Изотопный состав Sr в морской воде 1200–1050 млн. лет назад не установлен, но проявление в это время Шавиниганского (1190–1140 млн. лет) и начала Оттавского (1080–1020 млн. лет) коллизионных импульсов (Rivers, Corrigan, 2000; Carr et al., 2000)

предполагает дальнейший рост отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океане. Среднерифейский максимум этого отношения (0.70592) зафиксирован 1050–1040 млн. лет назад (малгинская свита Учуро-Майского региона, Семихатов и др., 2002). Однако к концу среднего рифея (1030 млн. лет назад) отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океане несколько понизилось до 0.70567–0.70585 (сухотунгусинская свита Туруханского района, Горохов и др., 1995). В дальнейшем, в самом начале позднего рифея (1030–1000 млн. лет назад) тенденция понижения продолжилась. Такой вывод опирается на результаты детального изучения карбонатных пород лахандинской серии Учуро-Майского региона и их туруханских аналогов (Горохов и др., 1995; Семихатов и др., 1998, 2002; Bartley et al., 2001). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в “лучших” образцах названных подразделений лежит в пределах 0.70519–0.70569, в общем убывая до 0.70523–0.70527 около 1000 млн. лет назад. Важно отметить, что переход от восходящего среднерифейского тренда $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ к нисходящему раннекаратавскому произошел во время главных событий Гренвильского орогенеза – Оттавского (1080–1020 млн. лет) и Риголетского (1000–980 млн. лет) коллизионных импульсов, результатом которых была континентальная коллизия глобального масштаба, приведшая к образованию суперконтинента Родиния (Rivers, 1997; Carr et al., 2000; Ketchum, Davidson, 2000; Martignole et al., 2000).

Объяснение очевидного парадокса – понижения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде во время завершения Гренвильского орогенеза и начала размыва возникших сооружений – дает анализ геодинамических, геохимических и изотопно-геохронологических данных (Семихатов и др., 2002). Такой анализ выявил ряд факторов, ответственных за названный парадокс. 1. Высокая роль догренвильских мантийных пород в сложении орогенов Гренвиллид (Restrepo-Pace et al., 1997; Wareham et al., 1998; Geraldès et al., 2000; Van Schmus, 2000; Dickin, 2000; Carr et al., 2000). 2. Поступление в Мировой океан в начале позднего рифея значительных масс ювенильного материала в связи с раскрытием и эволюцией Палеоазиатского океана и его ветвей (V. Khain et al., 1997; Хаин и др., 1999; Хоментовский, Постников, 2001; Khudoley et al., 2001; Khain et al., 2002, 2003; Федотова, Хаин, 2002), развитием в пределах будущей Гондваны океана Гайос (1200–800 млн. лет; Strieder, Suita, 1999) и эволюцией гигантского океана Монровия (Weil et al., 1998). Вывод о поступлении больших масс ювенильного материала в морскую воду вытекает также из рассмотрения Sm-Nd систематики аргиллитов в пограничных отложениях среднего и верхнего рифея (Li, McCulloch, 1996; Подковыров и др., 2002) и из вычисленных по одностадийной модели значений $\mu_1 = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ в разновозрастных карбонатных осадках (Овчиннико-

ва и др., 2002). 3. Асинхронность пика метаморфизма в разных регионах развития Гренвилд (Andersson et al., 1999; Bruguier et al., 1999; Carr et al., 2000; Martignole et al., 2000) и, главное, очень низкая и неравномерная скорость эрозии Гренвилдских сооружений. Вне кратковременных постметаморфических экстремумов эта скорость более чем на порядок уступала скорости воздымания Альп и Гималаев за последние 40 млн. лет (Cosca et al., 1998; Ketchum, Davidson, 2000; Martignole et al., 2000; Rivers, Corrigan, 2000) – ведущего события, определившего резкий позднеэрозионный подъем отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в Мировом океане. 4. Обширная раннекаратавская морская трансгрессия (Семихатов, Раабен, 1994, 1996), которая привела к расширению карбонатных платформ, латеральной экспансии бентосных цианобактериальных экосистем и редукции континентального сноса, чему способствовала нивелировка тектонического рельефа в восточной Лаврентии 980–920 млн. лет назад (Cosca et al., 1992; Carr et al., 2000). 5. Обычная связь резкого подъема уровня моря с активизацией спрединга позволяет говорить о роли и этого фактора в снижении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде начала каратавия. Появление в Западно-Конголезском поясе мощного корового ($\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ от -2.4 до -11 ± 2) магматизма 1000–920 млн. лет назад (Tack et al., 2001), равно как и коллизионные явления на Енисейском кряже 880–860 млн. лет назад, появление на Аляске и Таймыре коровых гранитоидов с возрастом 950–800 млн. лет (Vernikovsky, Vernikovskaya, 2001; Верниковский и др., 2002; Верниковская и др., 2002) и первые проявления субдукции в океане Гойанидес 900–850 млн. лет назад (Brito Nevis et al., 1999) не могли компенсировать воздействие перечисленных выше факторов.

Лахандинский отрезок кривой вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в палеоокеане принадлежит к наиболее обоснованному в протерозое (Семихатов и др., 1998, 2002; Bartley, 2001). Однако вслед за ним в Sr-изотопной летописи рифея наступает пробел длительностью около 150 млн. лет, для которого имеются только отрывочные данные. Это, во-первых, первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.70570–0.70622 в измененных доломитах шорихинской и туруханской свит, которые залегают в терминальной части Туруханского разреза рифея и имеют возраст около 950–900 млн. лет (Горохов и др., 1995). Во-вторых, это Sr-изотопные данные для известняков и доломитов пачек I_4 – I_{10} серии Атар Западной Африки (Veizer et al., 1983). Карбонаты этих пачек существенно перекристаллизованы на стадии погружения и метеорного диagenеза (Fairchild et al., 1990), что следует из присутствия им резких колебаний отношений Mn/Sr, Fe/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Только один образец известняка из основания пачки I_6 с минимальными значениями Mn/Sr = 0.43 и Fe/Sr = 3.3 способен опреде-

лить максимальный предел отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде. Rb-Sr датировки глинистой фракции <2 мкм из пачек I_6 и I_5 , равные 874 ± 23 и 890 ± 37 млн. лет (Clauer, 1981), дают лишь приблизительную оценку возраста, поскольку эта фракция обычно содержит некогенетичные генерации иллита (Gorokhov et al., 1994, 2001). В настоящей статье возраст пачки I_6 условно принят равным 870 млн. лет, что согласуется с составом строматолитов в нижней части серии Атар (Bertrand-Sarfati, 1972; Knoll, Semikhatov, 1998). С учетом этого возраста первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняке пачки I_6 составляет 0.70558.

Окончание упомянутого пробела в Sr изотопной летописи определяют данные, полученные по инзерской свите каратавской серии Южного Урала и формации Биттер Спрингс Центральной Австралии (рис. 8 и 9). Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в “лучших” известняках нижней части нижеинзерской подсвиты (850–840 млн. лет) составляет 0.70525–0.70534. Измеренные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в валовых пробах доломитов и сульфатов нижней пачки формации Биттер Спрингс лежат соответственно в интервалах 0.70592–0.70611 и 0.70569–0.70610 и быстро возрастают вверх по разрезу в результате либо изоляции бассейна, либо эпигенетических изменений осадков при участии метеорных вод (Hill, Walter, 2000; Walter et al., 2000). Возраст этой формации определяют как 840–830 млн. лет на основании U-Pb датировок цирконов из базитовых даек, являющихся комагматами вулканитов в формации Биттер Спрингс (827 ± 6 и 849 ± 9 млн. лет, Zhao et al., 1994; Wingate et al., 1998; Hill, Walter, 2000). Учитывая принципиальные различия материала, использованного для Sr-изотопной характеристики инзерских образцов (УК-фазы “лучших” известняков) и пород формации Биттер Спрингс (валовые пробы доломитов и сульфатов), можно говорить лишь об общем подобии результатов, полученных по названным стратонам, не забывая, что уральские данные определяют отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в водах инзерского океана, а австралийские фиксируют максимальный предел этого отношения. Изложенные данные показывают, что отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде в конце лахандинского времени (1000 млн. лет) и в начале инзерского (850 млн. лет) было практически одинаковым (0.70523–0.70527 и 0.70525–0.70534 соответственно), а 950–900 и 870 млн. лет назад оно было ниже, чем 0.70622 и 0.70558.

Стабильно низкое и, вероятно, мало менявшееся отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде раннего каратавия, видимо, определялось устойчивым преобладанием мантийного потока Sr в Мировой океан над континентальным на протяжении почти 200 млн. лет. В пользу такого вывода свидетельствуют следующие факты. 1. Экстенсивное изливание платобазальтов с отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

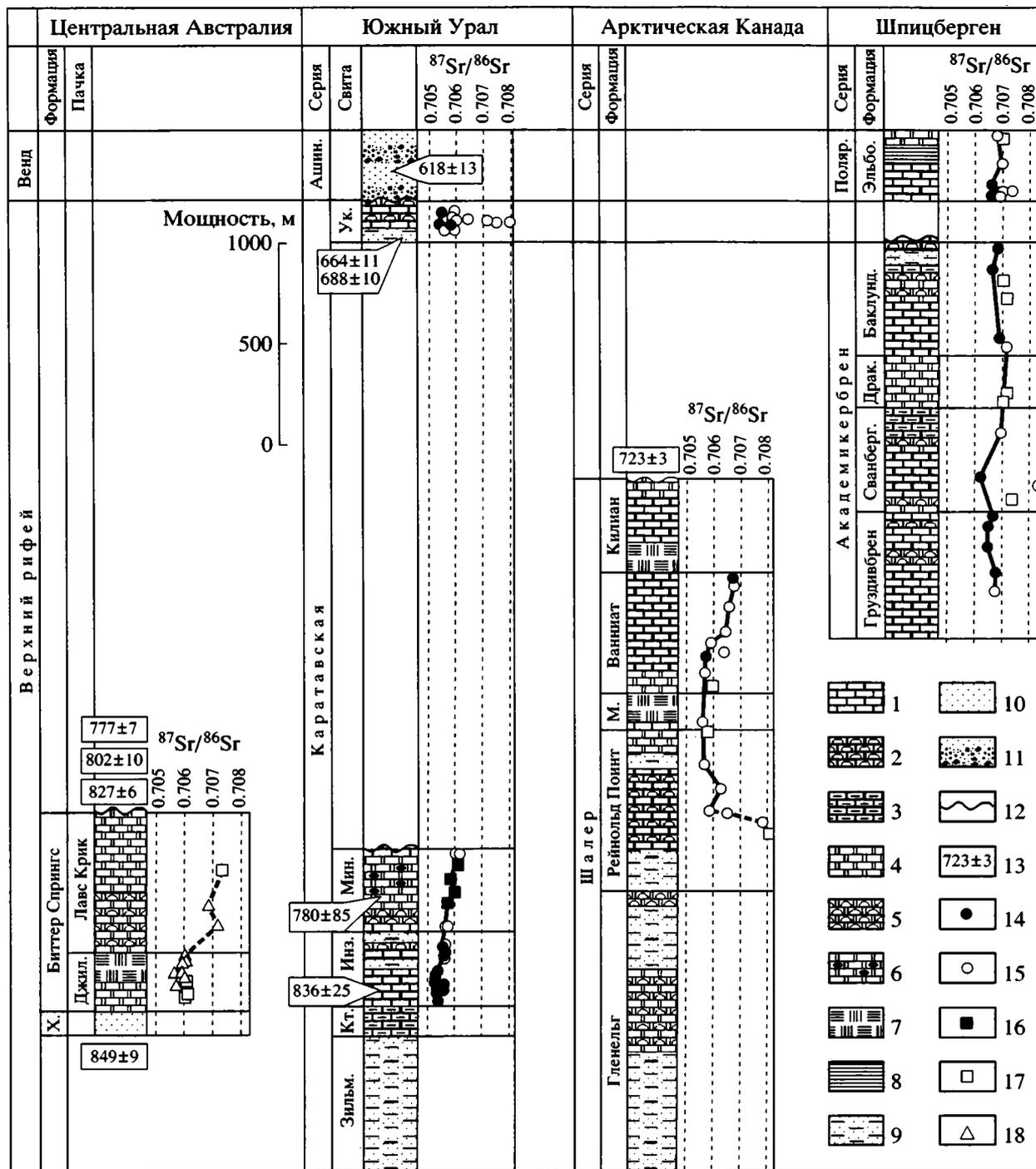


Рис. 8. Sr-хемостратиграфические и возрастные характеристики ключевых разрезов второй половины верхнего рифея и нижней части венда.

1–11 – типы пород: 1 – известняки, 2 – строматолитовые известняки, 3 – глинистые известняки, 4 – доломиты, 5 – строматолитовые доломиты, 6 – доломиты с конкрециями кремней, 7 – сульфаты (эвапориты), 8 – тиллиты, 9 – песчано-глинистые отложения, 10 – песчаники, 11 – песчаники с гравелитами; 12 – стратиграфические несогласия; 13 – изотопный возраст (пояснения в тексте); 14–18 – образцы: 14 – известняки, которые удовлетворяют геохимическим критериям, принятым в настоящей работе, 15 – известняки, не удовлетворяющие этим критериям, 16 – доломиты, которые удовлетворяют геохимическим критериям, принятым в настоящей работе, 17 – доломиты, не удовлетворяющие этим критериям, 18 – сульфаты. Сокращения: Ашин. – ашинская, Баклунд. – Баклундтопен, Ван. – Ванниат, Джил. – Джиллен, Драк. – Дракен, Зильм. – зильмердакская, Инз. – инзерская, М. – Минто Инлет, Мин. – миньярская, Полярис. – Полярисбрэн, Сванберг. – Сванбергфьелет, Ук. – укская, Х. – Хевитри, Эльбо. – Эльбобрэн.

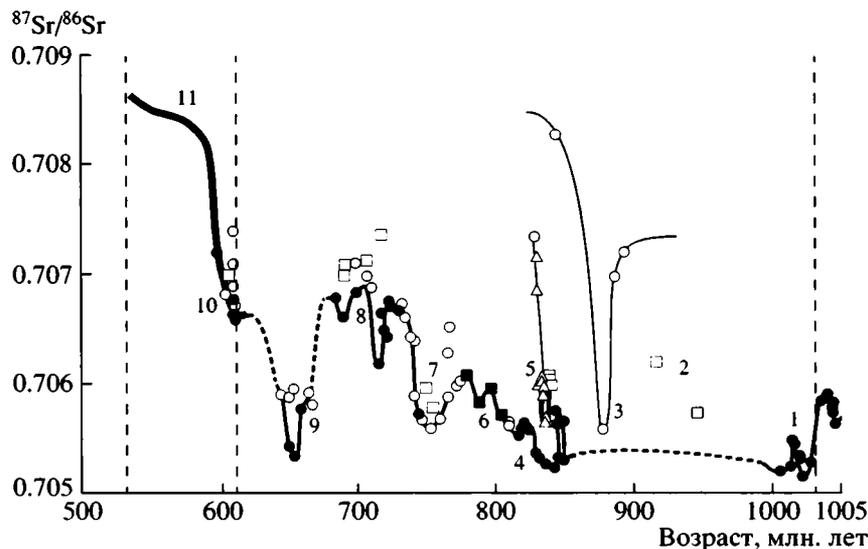


Рис. 9. Стандартная кривая вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде позднего рифея.

1 – керпильская и лахандинская серия Учуро-Майского региона и их аналоги в Туруханском районе (Горохов и др., 1995; Семихатов и др., 1998, 2002; Bartley et al., 2001); 2 – шорихинская и туруханская свиты Туруханского района (Горохов и др., 1995; Bartley et al., 2001); 3 – пачка I_6 серии Атар (Veizer et al., 1983); 4 – инзерская свита каратавской серии (настоящая работа, Кузнецов и др., 1997); 5 – формация Биттер Спрингс (Walter et al., 2000; Hill, Walter, 2000); 6 – миньярская свита каратавской серии (настоящая работа); 7 – серия Шалер (Asmerom et al., 1991); 8 – серия Академикербрен (DeGy et al., 1989, 1992); 9 – укская свита каратавской серии (настоящая работа); 10 – серия Полярисбрен (Kaufman et al., 1993); 11 – серии Нама и Витвлей (Kaufman et al., 1993). Усл. обозначения см. на рис. 8.

0.7043–0.7050 в Западно-Конголезском поясе 1000–920 млн. лет назад (Task et al., 2001). 2. Раскрытие 950–800 млн. лет назад Адаматор-Бразильского океана, базальты которого имели положительные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (Dalziel, 1997; Pedrosa-Soares et al., 2001). 3. Продолжение эволюции океанов Гайос (Strieder, Suita, 1999) и Палеоазиатского (Коваленко и др., 1999; Khain et al., 2002, 2003; Федотова, Хаин, 2002). 4. Возникновение 890–800 млн. лет назад на будущей территории Нубийского щита системы островных дуг и офиолитов с высокими положительными $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ и низкими первичными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7022–0.7030; Reischmann, 2000). 5. Раскрытие 900–850 млн. лет назад в Южной Америке океана Гойанидес (Brito Neves et al., 1999) и появление в это же время офиолитов в Мавритании и Антиатласе. 6. Развитие в ряде крупных регионов интенсивного рифтогенеза и/или внедрение роев базальтовых даек, имеющих возраст 890–820 млн. лет (Wingate et al., 1998; Li et al., 1999; Karlstrom et al., 2000; Ярмолюк, Коваленко, 2001; Pedrosa-Soares et al., 2001; Sklyarov et al., 2001). 7. Преобразование пассивных окраин Сибирского кратона в активные и формирование 850–800 млн. лет назад по периферии Палеоазиатского океана протяженных островных дуг (Khain et al., 2003; Федотова, Хаин, 2002). 8. Образование 800 млн. лет назад в Центрально-Азиатском складчатом поясе обширных офиолитовых поясов (Коваленко и др., 1999; Khain et al., 2003). 9. Формирование в начале

позднего рифея в Палеоазиатском океане вулканических островных дуг (Коваленко и др., 1999; Федотова, Хаин, 2002; Khain et al., 2003). 10. Медленная эрозия Гренвиллид и низкий поток континентального материала в Мировой океан в условиях обширной раннекаратавской трансгрессии. Все сказанное свидетельствует не о кратковременном “мантийном событии с возрастом около 900 млн. лет” (Veizer et al., 1983), а о серии крупномасштабных событий, способствовавших поступлению низкорациогенного Sr в океан на протяжении всего раннего каратавия (рис. 8 и 9). Региональные аккреционно-коллизионные события и внедрение постколлизонных гранитоидов вдоль западного края Сибирского кратона около 870–880 млн. лет назад (Ножкин и др., 1999; Верниковская и др., 2002) не могли оказать заметного влияния на глобальную обстановку.

Возвращаясь к анализу уральского материала, подчеркнем, что Sr-изотопные данные для инзерской и миньярской свит указывают на важные изменения в характере вариаций изотопного состава Sr в Мировом океане около 830 млн. лет назад. В это время на смену “спокойному”, вероятно, почти горизонтальному отрезку кривой вариаций пришла ее восходящая ветвь, которая началась в пограничных горизонтах ниже- и верхнеинзерской подсвит и завершилась у кровли миньярской свиты, в основании шубинской пачки. За это время (830–775 млн. лет) отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде возросло от 0.70555 до 0.70611 и только

в шубинское время (~775–770 млн. лет) несколько понизилось и не превышало 0.70600 (рис. 9).

Реконструкция кривой вариаций изотопного состава Sr в морской воде на протяжении последующих временных отрезков позднего рифея осложнена неоднозначной трактовкой возрастных соотношений трех главных носителей соответствующей информации: серии Шалер Арктической Канады, серии Академикербрен Шпицбергена и каратавской серии Южного Урала (Melezhik et al., 2001).

Серия Шалер объединяет пять формаций: карбонатно-терригенную Гленельг (1400 м) и существенно карбонатные Рейнольд Поинт (760 м), Минто Инлет (210 м), Ванниат (590 м) и Килиан (550 м). Эта серия несогласно налегает на основные вулканиты, содержащие бадделеит с U-Pb возрастом 1267 ± 2 млн. лет, и прорвана дайками, U-Pb возраст бадделеита которых равен 723 ± 3 млн. лет (Heaman et al., 1990; Rainbird et al., 1994). Для уточнения максимального возрастного предела серии Шалер привлекались корреляции ее нижней части, во-первых, с серией Рей Арктической Канады, обломочный циркон из которой имеет U-Pb возраст 1080 млн. лет, а во-вторых, сделанные на основании палинспастических реконструкций сопоставления с верхней частью серии Колланна Австралии, содержащей горизонт туфов, имеющий U-Pb возраст 802 ± 10 млн. лет (Rainbird et al., 1994). Более информативны в рассматриваемом аспекте С-изотопные хемостратиграфические данные. Они показывают, что для формации Рейнольд Поинт характерны умеренные положительные значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ (+3...+5‰), тогда как в вышележащих формациях Минто Инлет и Ванниат эти значения повышаются до +6...+8‰ (Asmerom et al., 1991; Kaufman, Knoll, 1995). В глобальном контексте такие изменения значений $\delta^{13}\text{C}$ предполагают, что формация Рейнольд Поинт моложе 850–800 млн. лет (Jacobsen, Kaufman, 1999; Kah et al., 1999; Bartley et al., 2001). Важно отметить, что в карбонатах миньярской свиты преобладают значения $\delta^{13}\text{C}$ от -2.2 до +2.7‰ (Подковыров и др., 1998), но в терминальных ее горизонтах наблюдается четкий восходящий тренд $\delta^{13}\text{C}$, который завершается максимальным для данной свиты значением $\delta^{13}\text{C} = +5.9\%$ в кровле шубинской пачки. Вероятно, этот тренд можно трактовать как довод в пользу близкого смыкания во времени верхнеминьярских отложений и формации Рейнольд Поинт. Следовательно, накопление карбонатных осадков формаций Рейнольд Поинт, Минто Инлет и Ванниат происходило в постминьярское время 770–730 млн. лет назад. Напомним, что отложения этого возраста на Южном Урале отсутствуют.

Данные об изотопном составе Sr в серии Шалер получены для 17 образцов известняков и до-

ломитов из трех средних ее формаций (рис. 8). Отношения Mn/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этих образцах меняются в широких пределах соответственно от 0.12 до 9.3 и от 0.70561 до 0.70876 (Asmerom et al., 1991). Принятым нами значениям геохимических критериев сохранности отвечают только 2 образца известняков из формации Ванниат. Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в валовой карбонатной фазе этих образцов равны 0.70575 и 0.70674. Однако минимальное для серии Шалер отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70561) наблюдается в измененном образце известняка (Mn/Sr = 0.67) из нижней части формации Минто Инлет (рис. 8). Если это последнее значение все же отвечает изотопному составу Sr среды формирования осадков, то сопоставление результатов, полученных для серии Шалер, с результатами, полученными по карбонатным породам предшествующей миньярской свиты, позволяет думать, что отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде с конца миньярского времени в течение примерно 10–15 млн. лет плавно уменьшалось от 0.70600 до 0.70561, а затем, во время отложения верхней части формации Ванниат, начало медленно расти и около 730 млн. лет назад достигло 0.70674 (рис. 9).

Последующий отрезок стандартной кривой вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде опирается на данные, полученные для серии Академикербрен Шпицбергена (Derry et al., 1989, 1992). Эта серия, состоящая из четырех карбонатных формаций Груздивбрен (650 м), Сванбергфьелет (500 м), Дракен (250 м) и Баклундтопен (500 м), согласно залегает на терригенной серии Ветеранен и, как показывают современные данные (Fairchild, Hambrey, 1995; Kaufman et al., 1993, 1997; Harland, 1997), по эрозионной поверхности с перекрытием перекрыта серией Полярисбрен. Вблизи основания последней залегают тиллиты Варангерского гляциогоризонта, возраст которого большинством исследователей оценивается как 600–590 млн. лет (Knoll, Walter, 1992; Knoll, 2000; Семихатов, 2000 и ссылки в этих работах). К сожалению, сама серия Академикербрен изотопных датировок не имеет. Сделанные в 1970-е годы сопоставления этой серии с уральским стратотипом рифея на основании микрофитоцитов и строматолитов (Раабен, Забродин, 1972; Раабен, 1975) требуют уточнения. Игравшие главную роль в таком сопоставлении микрофитоциты, как теперь установлено (Семихатов, 1974; Хоментовский, 1976; Якшин, 1985), не имеют стратиграфического значения, а среди строматолитов названной серии доминируют эндемики и таксоны, определенные в открытой номенклатуре. Что же касается оценок возраста отдельных горизонтов серии Академикербрен, сделанных в 1980-е годы на основании окремненных микрофоссилий, то эти оценки нуждаются в корректировке. Поэтому существенная роль в определении места данной

серии в стратиграфической шкале принадлежит хемостратиграфическим данным.

Постседиментационные изменения в карбонатных породах серии Академикербрен проявлены довольно слабо (Derry et al., 1989, 1992). Из 17 изученных образцов (12 известняков и 5 доломитов) восемь образцов известняков удовлетворяют геохимическим критериям сохранности, принятым в настоящей работе. Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этих образцах обычно варьирует в диапазоне 0.70646–0.70686 и только в нижней части формации Сванбергфьелет уменьшается до 0.70620 (рис. 8). Величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70646–0.70677) и $\delta^{13}\text{C}$ (+5.9‰) в карбонатных породах средней части формации Груздивбрен, с одной стороны, и в терминальной части формации Ванниат серии Шалер (соответственно 0.70662–0.70674 и +5.0...+6.0‰), с другой, практически совпадают (Derry et al., 1989; Asmerom et al., 1991). Такое согласие хемостратиграфических характеристик этих формаций служит основанием для их корреляции (Asmerom et al., 1991; Jacobsen, Kaufman, 1999) и позволяет считать, что осадки средней части формации Груздивбрен начали отлагаться около 730 млн. лет назад сразу после накопления формации Ванниат. Точный возраст терминальных горизонтов серии Академикербрен не установлен. Известно только, что она отделена от базальной карбонатной пачки E1 серии Полярисбрен перерывом неопределенной продолжительности (Fairchild, Hambrey, 1995; Harland, 1997). Привлечение хемостратиграфических данных по каратавской серии позволяет полагать, что накопление серии Академикербрен завершилось ранее 690 млн. лет назад, до того момента, когда на Урале началось отложение осадков укской свиты. Действительно, для карбонатов формации Баклундтопен, венчающих серию Академикербрен, характерны первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.70662–0.70686 и $\delta^{13}\text{C}$ от +4.2 до +8.4‰, тогда как нижеуэские карбонаты, накапливавшиеся 690–660 млн. лет назад, имеют существенно более низкие значения этих параметров: 0.70582–0.70595 и +1.4...+2.6‰, а в верхнеуэских осадках, отлагавшихся 660–640 млн. лет назад, соответствующие величины еще ниже и составляют 0.70538–0.70580 (рис. 9, табл. 2) и +0.7...+2.5‰ (Подковыров и др., 1998).

Таким образом, породы укской свиты резко отличаются по C- и Sr-изотопным характеристикам от пород верхних горизонтов серии Академикербрен и поэтому не могут быть одновозрастными. Вместе с тем, по изотопному составу Sr и C укские карбонатные породы отличны и от карбонатов пачки E1, начинающих разрез серии Полярисбрен. Для этой пачки характерны первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.70661–0.70683 и преобладающие относительно высокие (+5 ± 1‰) значения $\delta^{13}\text{C}$ (Knoll et al., 1986; Kaufman et al.,

1993; Fairchild, Spiro, 1987). Отсутствие отрицательных значений $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатных породах пачки E1, подстилающей нижние тиллиты Варангерского гляциогоризонта Шпицбергена, и присутствие таких значений в пачке 19, подстилающей аналогичные тиллиты Гренландии, рассматривается как свидетельство перерыва, предшествовавшего этим тиллитам в первом из названных регионов (Fairchild, Hambrey, 1995, с. 223). Таким образом, весьма вероятно, что накопление укских осадков во времени совпало со стратиграфическим перерывом между сериями Академикербрен и Полярисбрен, длительность которого, вероятно, достигала 60–70 млн. лет. Однако из-за преимущественно терригенного состава нижеуэских отложений и эпигенетических изменений присутствующих среди них карбонатных пород (рис. 7) строгая Sr изотопная характеристика соответствующего интервала разреза отсутствует. Этот интервал разделяет “лучшие” образцы верхней части серии Академикербрен и верхнеуэской подсвиты, имея длительность около 30 млн. лет.

Переходя к рассмотрению геодинамических и иных факторов, определявших главные изменения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде позднего каратавия, напомним, что в начале последнего верхнеинзерские и миньярские “лучшие” образцы зафиксировали четкий восходящий тренд этого отношения 830–775 млн. лет назад. Данный тренд логично связать с серией аккреционных и коллизионных событий, произошедших в то время. Такие события и обычно сопутствующий гранитный магматизм описаны на северо-западе Аляски и на Таймыре (коллизия микроконтинента с островными дугами или континентом около 850–800 млн. лет назад; Vernikovskiy, Vernikovskaya, 2001), в фундаменте Таримского массива 829 ± 60 млн. лет назад (коллизия двух микроконтинентов; Guo et al., 2001) и в Тувино-Монгольском поясе, где они произошли около 800 млн. лет назад в результате столкновения континентальных блоков друг с другом и/или окраиной Сибирского кратона и сопровождались образованием по периферии океана систем вулканических дуг (Salnikova et al., 2001; Sklyarov et al., 2001; Федотова, Хаин, 2002). Этап коллизии и аккреции с возрастом 830–800 млн. лет, местами сопровождаемый субдукцией, рассматривается как один из главных подобных этапов в истории Палеоазиатского океана (Khain et al., 2002, 2003), а синтетонические гранитоиды Бакало-Муйского складчатого пояса, имеющие возраст около 800 млн. лет, связаны с мощным коллизионным событием, завершившим раннебайкальский тектогенез на юге Восточной Сибири (Рыцк и др., 2001). В Байкало-Витимской ветви названного океана несколько позднее 850 млн. лет происходила субдукция микроконтинента под Сибирский кратон и аккреция фрагментов островных дуг к (микро)континенту

(Хоментовский, Постников, 2001), а в Южной Америке примерно 800 млн. лет назад замкнулся океан Гайос (Strieder, Suita, 1999). Хотя подъем отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океане 830–770 млн. лет назад буферировался мантийным потоком низкорadioгенного Sr, внедрением базитовых даек с мантийными изотопными метками и новым расширением карбонатных платформ на пассивных окраинах континентов, но общий поток вещества в Мировой океан в это время был обогащен радиогенным Sr.

Изменение глобальной геодинамической обстановки около 770 млн. лет назад определило переход от восходящего тренда $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ к кратковременному (от ~775 до 740 млн. лет назад), но масштабному нисходящему, который фиксируется образцами шубинской пачки и нижних горизонтов серии Шалер (от 0.70611 до 0.70561–0.70575). В это время в условиях субглобального растяжения произошла серия важных событий, приведших к дальнейшей дезинтеграции Родинии (Powell et al., 1993; Hoffman, 1991; Karlstrom et al., 2000; Prave, 1999; Brito Nevis et al., 1999). Среди этих событий отметим следующие. 1. Отделение около 750 млн. лет назад Восточной Гондваны (Австралии, Индии и Антарктики) от Лаврентии, что привело к образованию Палеопацифики и активному рифтогенезу в Южной Америке 700–720 млн. лет назад (Powell et al., 1993; Colpom et al., 2002; Brito Nevis et al., 1999). 2. Развитие 760–720 (или 780–720) млн. лет назад мощного рифтогенеза вдоль западного (в современных координатах) края Лаврентии, который сопровождался образованием протяженных (до 2500 км) рифтов, проявлениями базальтового магматизма (местами весьма интенсивного), а в некоторых регионах и вскрытием океанической коры (Ross, 1995; Hoffman, 1991; Colpom et al., 2002). 3. Образование вулканических островных дуг и офиолитов на территории будущего Аравийско-Нубийского щита, а также в Восточной пустыне Египта и на Таймыре соответственно 770–736, около 780 и 750–720 млн. лет назад (Reichman, 2000; Loizenbauer et al., 2001; Vernikovsky, Vernikovskaya, 2001; Верниковский и др., 2002). 4. Формирование вдоль восточного края Гондваны островной дуги Андийского типа с возрастом 750 ± 2.5 млн. лет (Torsvik et al., 2001). 5. Разделение Восточной Гондваны, Южно-Китайского континентального блока и Лаврентии около 700 млн. лет назад (Li et al. 1996). 6. Рифтогенез и внедрение базитовых даек и силлов на Южно-Китайской платформе, в Туве, Южной Африке и Северной Канаде в интервале времени 770–720 млн. лет назад (Heaman et al., 1990; Hoffman et al., 1996; Li et al., 1999; Ярмолюк, Коваленко, 2001). Надо отметить, что Е. Асмером и его соавторы (Asmerom et al., 1991) справедливо связывали событие Шалер с интенсивным образованием ювенильной коры и масштабным океаническим рифтингом,

но полагали, что эти события имели место 810–840 млн. лет назад. В настоящее время этап глобального растяжения, породивший перечисленные события, датируют 762–723 млн. лет (Karlstrom et al., 2000). Происходившие в это время геодинамические процессы противоположной направленности (например, коллизионные события и постколлизионный гранитный магматизм на Енисейском кряже с возрастом 750–720 млн. лет, коллизия островных дуг и микроконтинента на севере Мозамбикского пояса около 740 млн. лет назад, внутриплитный гранитный магматизм на востоке Египта с возрастом 780 млн. лет и др.; Reichman, 2000; Loizenbauer et al., 2001; Верниковский и др., 2002; Верниковская и др., 2002), видимо, вносили весьма незначительный вклад в общий баланс вещества в Мировом океане.

Преобладание в целом повышенных (0.70646–0.70686) значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде на следующем этапе позднериффейской истории 740–690 млн. лет назад, во время накопления верхней части формации Ванниат серии Шалер и большей части серии Академикербрен (кроме пограничных горизонтов формаций Груздивбрен и Сванбергфьелет), хорошо гармонирует с господствовавшими в то время геодинамическими обстановками. На данном этапе геологической истории, а точнее 715–736 млн. лет назад, замкнулись океаны, расположенные на будущем Аравийско-Нубийском щите и в долине р. Нил, в результате конвергенции Индии и Восточной Африки 740–720 млн. лет назад исчезли Мозамбикский, а несколько позднее и Фарузский океаны (Reichman, 2000; Torsvik et al., 2001; Brito Nevis et al., 1999), тогда как в Палеоазиатском океане исчезли крупные островные дуги, замкнулся ряд задуговых бассейнов и одновременно (735–715 млн. лет) интенсифицировался субдукционный магматизм (Sklyarov et al., 2001; Федотова, Хаин, 2002; Khain et al., 2003). Эти процессы в ряде регионов сопровождались внедрением коровых гранитов и сменой преобладавшего базальтового магматизма известково-щелочным (Коваленко и др., 1999; Reichmann, 2000; Loizenbauer et al., 2001; Kuzmichev, 2001; Федотова, Хаин, 2002). В частности, на окраинах Палеоазиатского океана 730–700 млн. лет назад сформировались протяженные энсиалические островные дуги, в сложении которых существенную роль играли андезиты, дациты и риолиты (Kuzmichev et al. 2001; Khain et al., 2003). Из менее масштабных явлений того же порядка можно назвать аккрецию островных дуг к континентальным блокам в Урало-Монгольском поясе, коллизию микроконтинента с Сибирским кратоном 760–720 млн. лет назад и внедрение на Енисейском кряже постколлизионных коровых гранитов с U-Pb возрастом 730 и 718 млн. лет (Верни-

ковский и др., 2002; Верниковская и др., 2002; Sklyarov et al., 2001; Khain et al., 2003).

Свой вклад в повышение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднекаратавской морской воде мог внести и совсем другой – палеоклиматический фактор. Установленные палеомагнитными данными широтные смещения фрагментов Родинии в позднем каратавии должны были сказаться как на количестве осадков, выпадавших на эти фрагменты по мере их широтного перемещения, так и на интенсивности выветривания и размыва областей сноса и, соответственно, на массе континентального стока. Связь отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в палеоокеане с изменениями влажности климата недавно убедительно была показана для поздней перми и триаса (Korte et al., 2003). Правда, в нашем случае предположение о росте континентального стока в позднем каратавии не согласуется с глобальными статистическими данными о том, что количество карбонатных строматолитовых формаций в позднем каратавии было в два раза больше, чем в раннем каратавии (неопубликованные данные М.Е. Раабен и М.А. Семихатова). Такое увеличение логично трактовать как отражение латеральной экспансии карбонатапокрытия и редукции силикокластических осадков. К сожалению, соответствующие сравнительные данные по терригенным формациям нам не известны.

Более серьезные трудности вызывает объяснение отрицательного экскурса $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0.70646 до 0.70620, который определяется тремя образцами из пограничных горизонтов формаций Груздивбрен и Сванбергфьелет и, согласно приведенным выше данным, произошел около 720–710 млн. лет назад (рис. 8, 9). Если вывод о возрасте этого экскурса справедлив, то он, по существу, совпадает во времени со Стертовским оледенением, которое неминуемо должно было вызвать крупное (до 100 м, по оценке Н.М. Чумакова) гляциоэвстатическое падение уровня моря, интенсификацию континентального стока во время дегляциации и серьезный рост, а не уменьшение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океане.

Если рассматриваемая ситуация не является артефактом, то одним из возможных ее объяснений могло бы стать предположение, что в ходе глобального растяжения 720–700 млн. лет назад в морскую воду было брошено такое количество низкорadioгенного мантийного Sr, что именно он определял изотопный баланс этого элемента в Мировом океане на протяжении двух десятков миллионов лет. Впрочем, анализ масштабов явлений делает высказанное предположение крайне маловероятным. Видимо, для разрешения рассматриваемого противоречия необходимо уточнить возрастные соотношения упомянутого экскурса и Стертовского оледенения, а также провести в серии Академикербрен поиск седи-

ментологических следов гляциоэвстатического падения уровня моря и выяснить стратиграфические соотношения этих следов с изменениями отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в “лучших” образцах названной серии. Опыт такого анализа применительно к вышележащей серии Полярисбрен и следам Варангерского оледенения имеется (Fairchild, Hambrey, 1995).

Заключительный отрезок предлагаемой стандартной кривой изменения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане, определяемый образцами укской свиты Южного Урала, характеризуется крупным падением этого отношения 690–640 млн. лет назад от 0.70662–0.70682 в верхней части формации Баклундтопен до 0.70585–0.70592 в измененных известняках нижеукской подсвиты и до 0.70538–0.70580 в “лучших” верхнеукских известняках. Столь значительное уменьшение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде было связано с широким развитием в это время процессов растяжения, сопровождавшихся формированием новых островных дуг в океанах и интенсивным, в том числе мантийным магматизмом. В таких условиях около 650–630 млн. лет назад произошел раскол Балтики и Лаврентии, который начался с внедрения роев толеитовых даек мантийного происхождения и рифтогенеза на западной окраине Скандинавии, а несколько позднее в Лабрадоре и Аппалачах (Hoffman, 1991) и завершился раскрытием 620–605 млн. лет назад будущего океана Япетус (Torsvik et al., 1996; Svenningsen et al., 2001). В пределах Палеоазиатского океана в это время формировались протяженные вулканические дуги, на территории современного Забайкалья возник обширный пояс растяжения с приуроченными к нему интрузиями пироксенитовых габбро, имеющих U-Pb возраст 630–620 млн. лет и мантийные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (Федотова, Хаин, 2002), в пределах Приенисейского офиолитового пояса сформировались островодужные комплексы с возрастом 637 ± 5 млн. лет, а несколько ранее (697 ± 4 млн. лет назад) внедрились гранитоиды с мантийными Sm-Nd метками и отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.70385 (Верниковский и др., 2001). На Нубийском щите 670–618 млн. лет назад широко проявился кислый вулканизм (Reischmann, 2000), а в Южной Америке в поясе Токантинс оформились островные дуги с возрастом около 640 млн. лет, частично возникшие за счет переработки более древней континентальной и океанической коры (Brito Nevis et al., 1999). К рассматриваемому отрезку времени относится и образование весьма протяженной (от Новой Шотландии и Авалона до Полярного, а вероятно, и Среднего Урала) Кадомской островной дуги, ранний базитовый магматизм которой имеет возраст 675 млн. лет, а ассоциированные офиолиты 670 ± 5 млн. лет (Scarrow et al., 2001).

Перечисленные и аналогичные события других регионов “работали” на понижение отноше-

ния $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде. Вместе с тем, 660–640 млн. лет назад в некоторых регионах проявились события противоположной направленности. Так, в Восточной пустыне Египта зафиксировано постепенное сближение, а 664 ± 20 млн. лет назад коллизия частей Гондваны и последующий известково-щелочной синколизонный магматизм (Loizenbauer et al., 2001), в Байкало-Вилуйской ветви Палеоазиатского океана – начало активной коллизии (Хоментовский, Постников, 2001), а в провинции Токантинс несколько позднее, 630 млн. лет назад, произошла коллизия серии террейнов и островных дуг с только что сформированным (630–620 млн. лет) континентальным массивом в океане Адаматор, который замкнулся около 600–570 млн. лет назад (Pedrosa-Soares et al., 2001).

Эти и другие более масштабные события служили преамбулой к глобальной Панафриканской орогении, с которой был связан беспрецедентный резкий рост отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде венда и начала кембрия (Kaufman et al., 1993). Рассмотрение этого роста выходит за рамки данной статьи.

ВЫВОДЫ

1. Карбонатные породы каратавской серии Южного Урала претерпели незначительные постседиментационные изменения, особенно в северо-западных разрезах Башкирского мегантиклинория (г. Миньяр и пос. Шубино). Нарушение изотопно-геохимических систем известняков нижней части каратавской серии и “низкомагнезиальных” доломитов миньярской свиты происходило в обстановке погружения и во время тектонических напряжений под влиянием элизионных растворов, поступавших из песчано-глинистых толщ (главным образом зильмердакской свиты и терригенной компоненты инзерской свиты). Кроме того, карбонатные породы укской свиты и верхней части миньярской были частично перекристаллизованы под воздействием метеорных вод.

2. Вариации изотопного состава Sr в карбонатных породах верхнего рифея изучены значительно лучше, чем в других возрастных интервалах протерозоя. Тем не менее, до сих пор в литературе нет общепринятой кривой изменения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане. Это связано не только с тем, что для построения такой кривой используются данные по дискретным отрезкам разобщенных разрезов, корреляция которых безусловна, но и с тем, что эпигенетические преобразования протерозойских карбонатных пород нередко недоцениваются, единые геохимические критерии сохранности образцов отсутствуют, а процедура селективного растворения карбонатных пород для удаления эпигенети-

ческих карбонатных фаз применяется в мировой практике как исключение.

3. Основой для построения новой стандартной кривой вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане служат аналитические данные, полученные по карбонатным породам каратавской серии Южного Урала, а также по лахандинской серии Учуро-Майского региона и ее аналогам в Туруханском районе. Эти отложения достаточно надежно привязаны к хронометрической шкале, относительно слабо изменены и удовлетворяют жестким геохимическим критериям сохранности. Кроме того, изученные образцы были подвергнуты предварительной химической обработке, позволившей обогатить их первичным карбонатным материалом. В результате получены детальные кривые вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде для трех отрезков позднего рифея: 1030–1000, 850–770 и 660–640 млн. лет. Sr-изотопная характеристика интервалов между этими отрезками опирается на критический анализ литературных данных, а отчасти и на интерполяцию. Такой подход позволил представить модифицированную версию стандартной кривой вариаций $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане, которая лишена ряда противоречий и недостатков, присущих прежним вариантам.

4. В течение первой половины позднего рифея (1030–810 млн. лет назад) отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде оставалось низким 0.70519–0.70566. Позднее, вплоть до 775 млн. лет назад, зафиксирован рост этого отношения до 0.70611, но в последующие 30 млн. лет оно вновь понизилось до 0.70561–0.70575. В интервале 740–690 млн. лет назад рассматриваемое отношение колебалось в пределах 0.70646–0.70686 с кратковременным снижением до 0.70620 около 720 млн. лет назад. В конце позднего рифея, 660–640 млн. лет назад, оно уменьшилось до 0.70538–0.70580, после чего на протяжении венда и начала кембрия увеличилось до 0.70840–0.70860.

5. Вековые вариации изотопного состава Sr в палеоокеане порождаются не только изменением баланса масс мантийного и континентального потоков, поставлявших Sr в Мировой океан, но и изменением состава питающих провинций, сменой характера вулканизма и/или колебаниями интенсивности выветривания под влиянием палеоклиматических событий и изменений состава атмосферы, особенно баланса CO_2 и O_2 . Следовательно, эти вариации являются чутким индикатором изменения во времени количественных соотношений различных микроэлементов и питательных веществ, поступавших в конечные бассейны стока. Заметные увеличения как отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, так и амплитуды его вариаций в океане второй половины позднего рифея по сравнению с более ранними отрезками протерозоя, отражают

коррелируемые по своим масштабам изменения химического состава морской воды, которые не могли не оказать влияние на докембрийскую биоту в преддверии венда и фанерозоя. Иначе говоря, данные о вариациях отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в Мировом океане позволяют судить о тенденциях изменения факторов биосферного масштаба и значения.

Авторы выражают благодарность В.И. Козлову за помощь в сборе образцов карбонатных пород, И.В. Кисловой за определения содержания малых элементов в карбонатах, а также Т.Л. Турченко за определение минерального состава силикатной составляющей карбонатных пород. Авторы признательны А.В. Маслову, А.Б. Котову и М.А. Федонкину за плодотворное обсуждение проблем, рассмотренных в настоящей статье.

Работа выполнена в рамках фундаментальных исследований ОНЗ РАН по программам “Проблемы зарождения биосферы Земли и ее эволюция” и “Изотопная геология: геохронология и источники вещества”, а также при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 02-05-64333, 02-05-65241, 03-05-06270 и 00-05-72011) и Комиссии по делам молодежи РАН (проект № 301).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анфимов Л.В.* Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Екатеринбург: УРО РАН, 1997. 290 с.
- Беккер Ю.Р.* Возраст и последовательность напластования отложений верхней части каратауской серии Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 9. С. 49–60.
- Беккер Ю.Р.* Молассы докембрия. Л.: Наука, 1988. 288 с.
- Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г.* Мироедихинская микробиота верхнего рифея Сибири. Сообщение 1. Состав и фациально-экологическое распределение органостенных микрофоссилий // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 5. С. 15–38.
- Вейс А.Ф., Ларионов Н.Н., Воробьева Н.Г., Ли Сень-Джо.* Микрофоссилии в стратиграфии рифейских отложений Южного Урала (Башкирский мегантиклинорий) и Приуралья (Камско-Бельский авлакоген) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 5. С. 3–28.
- Вейс А.Ф., Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Воробьева Н.Г.* Микрофоссилии типового разреза верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 6. С. 3–31.
- Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б. и др.* Гранитоиды Ерундинского и Чиримбинского массивов Заангарья Енисейского кряжа – индикаторы неопротерозойских коллизионных событий // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 3. С. 259–272.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И. и др.* Пороженские гранитоиды Приенисейского офиолитового пояса – индикаторы неопротерозойских событий на Енисейском кряже // Докл. РАН. 2001. Т. 381. № 6. С. 806–810.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б. и др.* Постколлизионный гранитоидный магматизм Заангарья Енисейского кряжа.: событие в интервале 750–720 млн. лет назад // Докл. РАН. 2002. Т. 384. № 2. С. 221–226.
- 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. 1998. № 6. С. 629–646.
- Герман Т.Н.* Органический мир миллиард лет назад. Л.: Наука, 1990. 50 с.
- Горожанин В.М., Кутявин Э.П.* Рубидий-стронциевое датирование глауконита укской свиты // Докембрий и палеозой Южного Урала. Уфа: БНЦ АН СССР, 1986. С. 60–63.
- Горохов И.М.* Диагенез карбонатных осадков: поведение рассеянных элементов и изотопов стронция // Литология и палеогеография. Вып. 4. СПб.: Изд-во СПбГУ, 1996. С. 141–164.
- Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В. и др.* Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 3–33.
- Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Мележик В.А. и др.* Изотопный состав стронция в верхнеятулийских доломитах тулозерской свиты, юго-восточная Карелия // Докл. РАН. 1998. Т. 360. № 4. С. 533–536.
- Зайцева Т.С., Ивановская Т.А., Горохов И.М. и др.* Rb-Sr возраст и ЯГР-спектры глауконитов укской свиты, верхний рифей, Южный Урал // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. 1-я Российская конференция по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН. М.: ГЕОС, 2000. С. 144–147.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др.* Короброобразующие магматические процессы при формировании Центральноазиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–41.
- Козлов В.И., Краснобаев А.А., Козлова Е.В. и др.* Стратиграфия рифея в стратотипическом разрезе Южного Урала. Препринт. Уфа: БНЦ АН СССР, 1991. 38 с.
- Козлов В.И., Горожанин В.М.* К вопросу о выделении бакеевской свиты и о возрасте базальных слоев ашинской серии Южного Урала // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: УфНЦ РАН, 1993. С. 14–23.
- Кузнецов А.Б.* Эволюция изотопного состава стронция в позднерифейской морской воде: карбонаты каратавской серии Южного Урала. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 1998. 24 с.
- Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Семихатов М.А. и др.* Изотопный состав стронция в известняках инзерской свиты стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // Докл. РАН. 1997. Т. 353. № 2. С. 249–254.
- Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Мельников Н.Н. и др.* Глинистые породы как потенциальные источники ра-

- диогенного ^{87}Sr при эпигенетической перекристаллизации карбонатов: каратавская серия Южного Урала // Терригенные осадочные последовательности Урала и сопредельных территорий: седименто- и литогенез, минерагения. 5-е Региональное Уральское литологическое совещание. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 108–110.
- Маслов А.В.* Тангаурская подсерия верхнего рифея Алатауского антиклинория Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002а. Т. 10. № 5. С. 3–22.
- Маслов А.В.* К оценке средних скоростей накопления осадочных образований типового разреза рифея разными методами // Терригенные осадочные последовательности Урала и сопредельных территорий: седименто- и литогенез, минерагения. 5-е Региональное Уральское литологическое совещание. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002б. С. 132–136.
- Маслов А.В., Абдуазимова З.М., Карстен Л.А., Пучков В.Н.* Первые находки меланоциррилиумов в эталонных разрезах рифея на Южном Урале // Состояние, проблемы и задача геологического картирования областей развития докембрия на территории России. Тез. докл. Всерос. совещ. СПб.: ВСЕГЕИ, 1994. С. 90.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфилов Л.В.* Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Екатеринбург: УрО РАН, 2001. Т. I. 352 с. Т. II. 135 с. Т. III. 131 с.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибилова Е.В. и др.* // Рифейские гранитоидные купола Енисейского кряжа: геологическое строение и U-Pb изотопный возраст // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 9. С. 1305–1313.
- 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. 6. № 4. С. 20–31.
- Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. и др.* Возможности Pb-Pb датирования карбонатных пород с открытыми U-Pb системами: миньярская свита стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 6. С. 3–19.
- Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Васильева И.М. и др.* Pb-Pb возраст известняков среднерифейской малгинской свиты, Учуро-Майский регион Восточной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. № 6. С. 3–25.
- Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др.* Pb-Pb геохронология осадочных пород протерозоя // Всероссийская научная конференция: Геология, геохимия, геофизика на рубеже XX и XXI веков. Т. 1. Тектоника, стратиграфия, литология. М.: ООО Связь-принт, 2002. С. 170–171.
- Подковыров В.Н., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б. и др.* Изотопный состав карбонатного углерода в стратотипе верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 3–19.
- Подковыров В.Н., Ковач В.П., Котова Л.Н.* Глинистые отложения Сибирского гипостратотипа рифея и венда: химический состав, Sm-Nd систематика источников и этапы формирования // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 4. С. 33–55.
- Покровский Б.Г., Виноградов В.И.* Изотопный состав стронция, кислорода и углерода в верхнедокембрийских карбонатах западного склона Анабрского поднятия (р. Котуйкан) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 5. С. 1245–1250.
- Раабен М.Е.* Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. М.: Наука, 1975. 246 с.
- Раабен М.Е.* Хемостратиграфическая С-изотопная корреляция верхнего рифея Арктики и Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т.9. № 2. С. 3–14.
- Раабен М.Е., Забродин В.Е.* Водорослевая проблематика верхнего рифея. М.: Наука, 1972. 217 с.
- Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова и др.* Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 3–15.
- Семихатов М.А.* Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.
- Семихатов М.А.* Уточнение оценок изотопного возраста нижних границ верхнего рифея, венда, верхнего венда и нижнего кембрия // Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 95–107.
- Семихатов М.А., Раабен М.Е.* Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя. Статья 1. Северная Евразия, Китай, Индия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т.2. № 6. С. 10–32.
- Семихатов М.А., Раабен М.Е.* Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя. Статья 2. Африка, Австралия, Северная Америка и общий синтез // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 1. С. 26–54.
- Семихатов М.А., Горохов И.М., Кузнецов А.Б. и др.* Изотопный состав Sr в морской воде в начале позднего рифея: известняки лахандинской серии Учуро-Майского региона Сибири // Докл. РАН. 1998. Т. 360. № 2. С. 236–240.
- Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М. и др.* Изотопный возраст границы среднего и верхнего рифея: Pb-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 Гренвилльском и пост-Гренвилльском палеоокеане: определяющие факторы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 1. С. 3–46.
- Сергеев В.Н.* Окременные микрофоссилии докембрия и кембрия Урала и Средней Азии. М.: Наука, 1992. 140 с.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Отв. ред. Келлер Б.М., Чумаков Н.М. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Унифицированные региональные стратиграфические схемы Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1993. 145 с.
- Федотова А.А., Хаин Е.В.* Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. М.: Научный мир, 2002. 175 с.
- Хаин Е.В., Бибилова Е.В., Дегтярев К.Б. и др.* Палео-Азиатский океан в неопротерозое и раннем палеозое:

- новые радиометрические данные // Геол. развитие протерозойских перикратонных палеоокеанических структур Северной Евразии. СПб.: Тема, 1999. С. 175–181.
- Хоментовский В.В.* Венд. Новосибирск: Наука, 1976. 270 с.
- Хоментовский В.В., Постников А.А.* Неопротерозойская история развития Байкало-Вилуйской ветви Палео-Азиатского океана // Геотектоника. 2001. № 3. С. 3–21.
- Юдович Я.Э., Майдаль Т.В., Иванова Т.И.* Геохимия стронция в карбонатных отложениях. Л.: Наука, 1980. 152 с.
- Якшин М.С.* Микрофитолиты // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1985. С. 188–197.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Позднерифейский раскол Сибири и Лаврентии в проявлениях внутриплитного магматизма // Докл. РАН. 2001. Т. 379. № 1. С. 94–98.
- Aberg G., Wickman F.E.* Variation of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in water from streams discharging into the Bothnian Bay, Baltic Sea // *Nordic Hydrol.* 1987. V. 18. P. 33–42.
- Andersson J., Söderlund U., Cornell D. et al.* Sveconorwegian (-Grenvillian) deformation, metamorphism and leucosome formation in SW Sweden, SW Baltic Shield: constraints from a Mesoproterozoic granite intrusion // *Precambrian Res.* 1999. V. 98. № 1–2. P. 151–171.
- Asmerom Y., Jacobsen S.B., Knoll A.H. et al.* Strontium isotopic variations of Neoproterozoic seawater: Implications for crustal evolution // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1991. V. 55. № 10. P. 2883–2894.
- Bailey T.R., McArthur J.M., Prince H., Thirlwall M.F.* Dissolution methods for strontium isotope stratigraphy: whole rock analysis // *Chem. Geol.* 2000. V. 167. № 3–4. P. 313–319.
- Banner J.L., Hanson G.N.* Calculation of simultaneous and trace element variations during water-rock interaction with applications of carbonate diagenesis // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1990. V. 54. № 11. P. 3123–3137.
- 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.
- Bertrand-Sarfati J.* Stromatolites columnaries du Precambrian Superior du Sahara Nord-Occidental // *CRNS. Ser. Geologic.* Paris, 1972. № 14. 256 p.
- Blatt H., Middelton G.V., Murray R.C.* Origin of sedimentary rocks. Prentice-Hall, New Jersey, 1980. 782 p.
- Brand U., Veizer J.* Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system – 1. Trace elements // *J. Sediment. Petrol.* 1980. V. 50. № 4. P. 1219–1236.
- Brito Neves B.B., Campos Neto M.C., Fuck R.A.* Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano- Pan-African cycle and orogenic collage // *Episodes.* 1999. V. 22. № 3. P. 155–166.
- Bruguier O., Bosch D., Pidgeon R.T. et al.* U-Pb chronology of the Northampton Complex, Western Australia – evidence for Grenvillian sedimentation, metamorphism and deformation and geodynamic implications // *Contrib. Mineral. Petrol.* Springer-Verlag. 1999. V. 136. № 3. P. 258–272.
- Burke W.H., Denison R.E., Hetherington E.A. et al.* Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time // *Geology.* 1982. V. 10. № 10. P. 516–519.
- Butterfield N.J., Knoll A.H., Sweet K.* Paleobiology of the Neoproterozoic Svanbergfjellet Formation, Spitsbergen // *Fossils and Strata.* Scandinavian Univ. Press. 1994. № 34. 84 p.
- Carr S.D., Easton R.M., Lamieson R.A., Gulshaw N.G.* Geologic transect across the Grenville orogen of Ontario and New York // *Can. J. Earth Sci.* 2000. V. 37. № 2–3. P. 193–216.
- Chaudhuri S., Clauer N.* Strontium isotopic compositions and potassium and rubidium contents of formation waters in sedimentary basins: Clues to the origin of the solutes // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1993. V. 57. № 3. P. 429–437.
- Chilingare G.V., Bissell J., Fairbridge R.W.* Carbonate rocks. I. Origin, occurrence and classification. II. Physical and chemical aspects // *Develop. in Sedimentol.* 1967. V. 28. 396 p., V. 30. 268 p.
- Clauer N.* Rb-Sr and K-Ar dating of Precambrian clays and glauconites // *Precambrian Res.* 1981. V. 15. № 3–4. P. 331–352.
- Colporn M., Logan J.M., Mortensen J.K.* U-Pb zircon age constraint for late Neoproterozoic rifting and initiation of the lower Paleozoic passive margin of western Laurentia // *Can. J. Earth. Sci.* 2002. V. 39. № 2. P. 133–143.
- Cosca M.A., Essene E.J., Kunk M.J., Sutter J.F.* Differential unroofing within the Central Metasedimentary Belt of the Grenville Orogen: constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1992. V. 110. P. 211–225.
- Cosca M.A., Mezger K., Essene E.J.* The Baltica-Laurentia connection: Sveconorwegian (Grenvillian) metamorphism, cooling, and unroofing in the Bamble sector, Norway // *J. Geology.* 1998. V. 106. P. 539–552.
- Dalziel J.W.D.* Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1997. V. 109. № 1. P. 16–42.
- Denison R.E., Koepnick R.B., Burke W.H. et al.* Construction of the Mississippian, Pennsylvanian and Permian seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve // *Chem. Geol.* 1994. V. 112. № 1–2. P. 145–167.
- DePaolo D.J., Ingram B.L.* High-resolution stratigraphy with strontium isotopes // *Science.* 1985. V. 227. № 4689. P. 938–941.
- Derry L.A., Keto L.S., Jacobsen S.B. et al.* Sr isotopic variations in Upper Proterozoic carbonates from Svalbard and East Greenland // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1989. V. 53. № 9. P. 2331–2339.
- Derry L.A., Kaufman A.J., Jacobsen S.B.* Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: Evidence from stable and radiogenic isotopes // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1992. V. 56. № 3. P. 1317–1329.
- Dickin A.P.* Crustal formation in the Grenville Province: Nd-isotope evidence // *Can. J. Earth Sci.* 2000. V. 37. № 2–3. P. 165–181.
- Diener A., Ebner S., Veizer J., Buhl D.* Strontium isotope stratigraphy of the Middle Devonian: Brachiopods and conodonts // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1996. V. 60. № 4. P. 639–652.
- Ebner S., Shields G.A., Veizer J. et al.* High resolution strontium isotope stratigraphy across the Cambrian-Ordovician

- transition // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2001. V. 65. № 14. P. 2273–2292.
- Fairchild I.J., Spiro B. Petrological and isotopic implications of the contrasting Late Precambrian carbonates, NE Spitsbergen // *Sedimentology*. 1987. V. 34. № 10. P. 973–989.
- Fairchild I.J., Hambrey M.J. Vendian evolution of East Greenland and NE Svalbard // *Precambrian Res.* 1995. V. 73. № 2. P. 217–233.
- Fairchild I.J., Marshall J.D., Bertrand-Sarfati J. Stratigraphic shifts in carbon isotopes from Proterozoic stromatolitic carbonates (Mauritania): Influence of primary mineralogy and diagenesis // *Amer. J. Sci.* 1990. V. 290-A. P. 46–79.
- Faure G. Principles of Isotope Geology. 2nd ed. New York: Wiley et Sons, 1986. 589 p.
- Faure G., Hurley P.M., Powell J.K. The isotopic composition of strontium in surface water from the north Atlantic Ocean // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1965. V. 29. № 4. P. 209–220.
- Geraldes M.C., Van Schmus N.R., Teixeira W. Three parallel crustal accretionary arcs (1.79–1.49 Ga) in the SW Amazon Craton, State of Mato Grosso, Brazil // 31th Int. Geol. Congr., Rio de Janeiro, Aug. 6–17, 2000: Congr. Program Rio de Janeiro, 2000.
- Godderis Y., Francois L.M. The Cenozoic evolution of the strontium and carbon cycles: Relative importance of continental erosion and mantle exchanges // *Chem. Geol.* 1995. V. 126. P. 169–190.
- Goldberg E.D. The oceans as a chemical system // *The Sea / Ed. Hill M.N.* 1963. V. 2. P. 3–25.
- 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.
- Gorokhov I.M., Melnikov N.N., Turchenko T.L. et al. Two illite generations in an Upper Riphean shale: the Rb-Sr isotopic evidence // EUG 8, Strasbourg, France, 9–13 April 1995. Terra Abstracts. Abstracts supplement № 1 to Terra Nova. 1995. V. 7. P. 330–331.
- Gorokhov I.M., Semikhatov M.A., Kuznetsov A.B., Melnikov N.N. Improved reference curve of Late Proterozoic seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ // *Proceed. of the 4th Internat. Symposium on the Geochemistry of the Earth's Surface*, Ilkley, Yorkshire, England, 22–28 July 1996. Theme 5. Land – Atmosphere – Hydrosphere Interactions. Leeds. 1996. P. 714–717.
- Gorokhov I.M., Siedlecka A., Roberts D. et al. Rb-Sr dating of diagenetic illite in Neoproterozoic shales, Varanger Peninsula, North Norway // *Geol. Mag.* 2001. V. 138. № 5. P. 541–562.
- Guo Z., Zhang Z., Jia C., Wei G. Tectonics of Precambrian basement of Tarim craton // *Sci. in China. (Ser. D.)*. 2001. V. 44. № 3. P. 229–236.
- Harland W.B. The geology of Svalbard. Geol. Soc. of London. Mem. 17. 1997. 520 p.
- Heaman L.M., Le Cheminant A.N., Rainbird R.H. A U-Pb baddeleyite study of Franklin igneous event // *Geol. Assoc. Canada. Progr. and Abstr.* 1990. V. 15. P. A55.
- Hill A.C., Walter M.R. Mid-Neoproterozoic (850–750 Ma) isotope stratigraphy of Australia and global correlation // *Precambrian Res.* 2000. V. 100. № 1. P. 181–211.
- Hodell D.A., Mueller P.A., McKenzie J.A., Mead G.A. Strontium isotope stratigraphy and geochemistry of the late Neogene ocean // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1989. V. 92. № 2. P. 165–178.
- Hodell D.A., Mead G.A., Mueller P.A. Variation in the strontium isotopic composition of seawater (8 Ma to present): Implications for chemical weathering rates and dissolved fluxes to the oceans // *Chem. Geol. (Isotope Geosci. Section)*. 1990. V. 80. № 4. P. 291–307.
- Hoffman P.F. Did the breakout of Laurentia turn Gondwana inside out? // *Science*. 1991. V. 252. P. 1409–1412.
- Hoffman P.F., Hawkins D.P., Isachsen C.E., Bowring S.A. Precise U-Pb zircon ages for early Damarian magmatism in the Summans Mountains and Welwitschia inlier, northern Damara belt, Namibia // *Geol. Surv. Namibia Communications*. 1996. V. 11. P. 47–52.
- Jacobsen S.B., Kaufman A.J. The Sr, C and O isotope evolution of Neoproterozoic seawater // *Chem. Geol.* 1999. V. 161. № 1. P. 37–57.
- Kah L.C., Sherman A.B., 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.
- Kaufman A.J., Jacobsen S.B., Knoll A.H. The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: Implications for tectonics and paleoclimate // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1993. V. 120. № 3. P. 409–430.
- Kaufman A.J., Knoll A.H. Neoproterozoic variations in the carbon isotopic composition of seawater: Stratigraphic and geochemical implications // *Precambrian Res.* 1995. V. 73. № 1–4. P. 27–49.
- Kaufman A.J., Knoll A.H., Narbonne G.M. Isotopes, ice age, and terminal Proterozoic Earth history // *Nation. Acad. Sci., Proceedings*. 1997. V. 94. P. 6600–6605.
- Karlstrom K.E., Bowring S.A., Behler C.M. et al. Chuar Group of the Grand Canyon: Record of breakup of Rodinia, associated changes in the global carbon cycle and ecosystem expansion by 740 Ma // *Geology*. 2000. V. 28. № 7. P. 619–622.
- Ketchum J.W.F., Davidson A. Crustal architecture and tectonic assembly of the Central Gneiss Belt, southwestern Grenville Province, Canada: a new interpretation // *Can. J. Earth Sci.* 2000. V. 37. № 2–3. P. 217–234.
- Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A. et al. The most ancient ophiolite of the central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // *Earth Planet. Sci. Letters*. 2002. V. 199. № 3. P. 311–325.
- Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.B. et al. The Paleo-Asian ocean in the Neoproterozoic and early Paleozoic: New geochronological data and paleotectonic reconstructions // *Precambrian Res.* 2003. V. 122. № 4. P. 329–358.
- Khain V.E., Gusev G.S., Khain E.V. et al. Circum-Siberian Neoproterozoic ophiolite belt // *Ofioliti*. 1997. V. 22. № 2. P. 195–200.
- Kharaka Y.K., Thordesen J.J. Stable isotope geochemistry and origin of waters in sedimentary basins // *Isotopic Signatures and Sedimentary Records. Lecture Notes in Earth Sci.* 1992. V. 43. P. 411–466.
- Khudoley A.K., Rainbird R.H., Stern R.A. et al. Sedimentary evolution of the Riphean-Vendian basin of southeastern Siberia // *Precambrian Res.* 2001. V. 111. № 1–4. P. 129–163.

- Knoll A.H.* Learning to tell Neoproterozoic time // *Precambrian Res.* 2000. V. 100. № 1–3. P. 3–20.
- Knoll A.H., Walter M.R.* Latest Proterozoic stratigraphy and Earth history // *Nature.* 1992. V. 356. P. 673–678.
- Knoll A.H., Semikhatov M.A.* The genesis and time-distribution of two distinctive Proterozoic stromatolite microstructures // *Palaios.* 1998. V. 13. № 4. P. 408–422.
- Knoll A.H., Hayes J. M., Kaufman A.J. et al.* Secular variation in carbon isotopic ratios from Upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland // *Nature.* 1986. V. 321. P. 832–839.
- Koepnick R.B., Burke W.H., Denison R.E. et al.* Construction of the seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve for the Cenozoic and Cretaceous: Supporting data // *Chem. Geol. (Isotope Geosci. Sec.)*. 1985. V. 58. № 1–2. P. 55–81.
- Korte C., Kozur H.W., Bruckschen P., Veizer J.* Strontium isotope evolution of Late Permian and Triassic seawater // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2003. V. 67. № 1. P. 47–62.
- Kretz R. A.* Model for the distribution of trace elements between calcite and dolomite // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1982. V. 46. № 10. P. 1979–1981.
- Kupec J.A., Land L.S.* Late-stage dolomitization of the Lower Ordovician Elenburger Group, west Texas // *J. Sediment. Petrol.* 1991. V. 64. № 4. P. 551–574.
- Kuzmichev A.B., Bibikova E.V., Zhuravlev D.Z.* Neoproterozoic (~800 Ma) orogeny in the Tuva – Mongolia massif (Siberia): island arc – continent collision at the northeast Rodinia margin // *Precambrian Res.* 2001. V. 110. № 1–4. P. 109–126.
- Kuznetsov A.B., Gorokhov I.M., Melezhik V.A. et al.* Evolution of the Palaeoproterozoic Tulomozero palaeobasin, south-eastern Karelia, Russia: chemical and isotopic evidence // *EUG-10, Strasbourg, France. J. Conf. Abs.* 1999. V. 4. № 1. P. 810.
- Land L.S.* The dolomite problem: Stable and radiogenic isotope clues // *Isotopic Signatures and Sedimentary Records. Lecture Notes in Earth Sci.* 1992. V. 43. P. 49–68.
- Li X.H., McCulloch M.T.* Secular variation in the Nd isotopic composition of Neoproterozoic sediments from the southern margin of the Yangtze Block: evidence for a Proterozoic continental collision in southeast China // *Precambrian Res.* 1996. V. 76. № 1–2. P. 67–76.
- Li Z.X., Li X.H., Kinny P.D., Wang J.* The breakup of Rodinia: Did it start with a mantle plume beneath South China? // *Earth Planet. Sci. Letters.* 1999. V. 173. № 2. P. 171–181.
- Li Z.X., Zhang L., Powell C. McA.* Position of the East Asian cratons in the Neoproterozoic supercontinent Rodinia // *Austral. J. Earth Sci.* 1996. V. 43. № 6. P. 593–604.
- Loizenbauer J., Wellbrecher S., Fritz H. et al.* Structural geology, single zircon ages and fluid inclusion studies on the Meatiq metamorphic core complex: implications for Neoproterozoic tectonics of the Eastern Desert of Egypt // *Precambrian Res.* 2001. V. 110. № 1–4. P. 357–383.
- Maliva R.G., Knoll A.H., Siever R.* Secular change in chert distribution: a reflection of evolving biological participation in the silica cycle // *Palaios.* 1989. V. 4. № 5. P. 519–532.
- Martignole J., Calvert A.J., Friedman R., Reynolds P.* Crustal evolution along a seismic section across the Grenville Province (western Quebec) // *Can. J. Earth Sci.* 2000. V. 37. № 2–3. P. 291–306.
- McArthur J. M.* Recent trends in strontium isotope stratigraphy // *Terra Nova.* 1994. V. 6. № 4. P. 331–358.
- McArthur J.M., Howarth R.J., Baily T.R.* Strontium isotope stratigraphy: LOWESS version 3. Best fit to the marine Sr-isotope curve from 0–509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age // *J. Geol.* 2001. V. 109. P. 155–170.
- McLelland J., Daly J.S., McLelland J.M.* The Grenville orogenic cycle (ca. 1350–1000 Ma): an Adirondack perspective // *Tectonophysics.* 1996. V. 265. P. 1–28.
- Melezhik V.A., Gorokhov I.M., Kuznetsov A.B., Fallick A.E.* Chemostratigraphy of the Neoproterozoic carbonates: Implications for 'blind experiments' // *Terra Nova.* 2001. V. 13. № 1. P. 1–11.
- Mirola M.D., Veizer J.* Geochemistry of Precambrian carbonates: VI. Aphebian Alabon Formations, Quebec, Canada // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1994. V. 58. № 7. P. 1735–1745.
- Montanez I.P., Read J.F.* Eustatic control on early dolomitization of cyclic peritidal carbonates: evidence from Early Ordovician Upper Knox Group, Appalachians // *Amer. Bull. Geol. Soc.* 1992a. V. 104. P. 872–886.
- Montanez I.P., Read J.F.* Fluid-rock interaction history during stabilization of early dolomites, Upper Knox Group (Lower Ordovician), U.S. Appalachians // *J. Sediment. Petrol.* 1992b. V. 62. № 5. P. 753–778.
- Palmer M.R., Edmond J.M.* The strontium isotope budget of the modern ocean // *Earth Planet. Sci. Letters.* 1989. V. 92. № 1. P. 11–26.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C.M., Pinheiro C.P.* The Aracuaí – West-Congo orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly // *Precambrian Res.* 2001. V. 110. № 1–4. P. 307–323.
- Peterman Z.L., Hedge C.E., Tourtelot H.A.* Isotopic composition of strontium in seawater throughout Phanerozoic time // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1970. V. 34. № 1. P. 105–120.
- Pingitore N.E.* The behaviour of the Zn^{2+} and Mn^{2+} during carbonate diagenesis: Theory and applications // *J. Sediment. Petrol.* 1978. V. 48. № 3. P. 799–814.
- Porter S.M., Knoll A.H.* Testate amoebae in the Neoproterozoic Era: evidence from vase-shaped microfossils in the Chuar Group, Grand Canyon // *Paleobiology.* 2000. V. 26. № 3. P. 360–385.
- Powell C.McA., Li Z.X., McElhinny M.W. et al.* Paleomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic breakup of Rodinia and Cambrian formation of Gondwana // *Geology.* 1993. V. 21. № 10. P. 889–982.
- Prave A.R.* Two diamictites, two cap carbonates, two $\delta^{13}\text{C}$ excursions, two rifts: The Neoproterozoic Kingston Peak Formation, Death Valley, California // *Geology.* 1999. V. 27. № 4. P. 339–342.
- Rainbird R.H., Jefferson C.W., Hildebrand R.S., Worth J.K.* The Shaler Supergroup and revision of Neoproterozoic stratigraphy in Amundsen Bass, Northwest Territories // *Geol. Surv. Canada. Current. Res.* 1994. Paper 1994. P. 61–70.
- Reischmann T.* Ophiolites and island arcs in the Late Proterozoic Nubian shield // *Ophioliti.* 2000. V. 25. № 1. P. 1–13.
- Restrepo-Pace P.A., Ruiz J., Gehrels G., Cosca M.* Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the

- Colombian Andes: new constraints for Late Proterozoic-Early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1997. V. 150. № 3–4. P. 427–441.
- Richter F.M., Rowley D.B., De Paolo D.J.* Sr isotope evolution of seawater: the role of tectonics // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1992. V. 109. № 1–2. P. 11–23.
- Ricketts B.D.* The evolution of a Middle Precambrian dolostone sequence – a spectrum of dolomitization regimes // *J. Sediment. Petrol.* 1983. V. 53. № 2. P. 565–586.
- Rivers T.* Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications // *Precambrian Res.* 1997. V. 86. № 3–4. P. 117–154.
- Rivers T., Corrigan D.* Convergent margin on southeastern Laurentia during the Mesoproterozoic: tectonic implications // *Can. J. Earth Sci.* 2000. V. 37. № 2–3. P. 359–383.
- Ross G.M., Bloch J.D., Krouse H.R.* Neoproterozoic strata of the Southern Canadian Cordillera and the isotopic evolution of seawater sulfate // *Precambrian Res.* 1995. V. 73. № 1. P. 71–99.
- Salnikova E.B., Kozakov I.K., Kotov A.B. et al.* Age of Paleozoic granites and metamorphism in the Tuvino-Mongolian Massif of the Central Asian Mobile Belt: loss of a Precambrian microcontinent // *Precambrian Res.* 2001. V. 110. P. 143–164.
- Savin S.M., Epstein S.* The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of ocean sediments and shales // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1970. V. 34. № 1. P. 43–63.
- Scarrow J.H., Pease V., Fleutelot C., Dushin V.* The Neoproterozoic Eganape ophiolite, Polar Urals, Russia: an extension of Cadomian arc // *Precambrian Res.* 2001. V. 110. № 1–4. P. 255–275.
- Sklyarov E.V., Gladkotchoub D.P., Donskaya T.K. et al.* Assembly and break up of Rodinia supercontinent: Evidence from South Siberia. Irkutsk: Inst. Earth's crust. 2001. 201 p.
- Strieder A.J., de Freitas Saita M.T.* Neoproterozoic geotectonic evolution of Tocantins Structural Province, Central Brazil // *Geodynamics*. 1999. V. 28. P. 267–289.
- Stueber A.M., Walter L.M., Huston T.J., Pushkar P.* Formation waters from Mississippian-Pennsylvanian reservoirs, Illinois basin, U.S.A.: Chemical and isotopic constraints on evolution and migration // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1993. V. 57. № 4. P. 763–784.
- Svenningsen O.M.* Onset of seafloor spreading in the Iapetus Ocean at 608 Ma: precise age of the Sorek dyke swarm, Northern Swedish Caledonias // *Precambrian Res.* 2001. V. 110. № 1–4. P. 241–254.
- Tack L., Wingate M.T.D., Liegeois J.P. et al.* Early Neoproterozoic magmatism (1000–900 Ma) of the Zambian and Mayumbian Groups (Bas-Congo): onset of Rodinia rifting at the western edge of Congo Craton // *Precambrian Res.* 2001. V. 110. № 1–4. P. 277–306.
- Torsvik T.H., Ashwal L.D., Tucker R.D., Eidle E.A.* Neoproterozoic geochronology and paleogeography of the Seychelles microcontinent: the India link // *Precambrian Res.* 2001. V. 110. № 1–4. P. 47–59.
- Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G. et al.* Continental breakup and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic: A tale of Baltica and Laurentia // *Earth Sci. Rev.* 1996. V. 40. № 2. P. 229–258.
- Tremba E.L., Faure G., Katiskatos G.C., Sumerson C.H.* Strontium-isotopic composition in the Thetys Sea, Euboea, Greece // *Chem. Geol.* 1975. V. 16. № 2. P. 109–120.
- Vahrenkamp V.C., Swart P.K.* New distribution coefficient for the incorporation of strontium into dolomite and its implications for the formation of ancient dolomites // *Geology*. 1990. V. 18. № 5. P. 387–391.
- Van Schmus W.R.* Mesoproterozoic orogenesis in the U.S.A. // 31th Int. Geol. Congr., Rio de Janeiro, Aug., 6–17, 2000: Congr. Program. Rio de Janeiro. 2000. P. 574–578.
- Veizer J., Compston W.* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of seawater during the Phanerozoic // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1974. V. 38. № 9. P. 1461–1484.
- Veizer J., Compston W.* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Precambrian carbonates as an index of crustal evolution // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1976. V. 40. № 8. P. 905–914.
- Veizer J., Compston W., Clauer N., Schidlowski M.* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Late Proterozoic carbonates: evidence for a “mantle” event at 900 Ma ago // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1983. V. 47. № 2. P. 295–302.
- Veizer J., Ala D., Azmy K. et al.* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ evolution of Phanerozoic seawater // *Chem. Geol.* 1999. V. 161. № 1. P. 59–88.
- Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E.* Central Taimyr accretionary belt (Arctic Asia): Meso-Neoproterozoic tectonic evolution and Rodinia breakup // *Precambrian Res.* 2001. V. 110. № 1–4. P. 127–141.
- Walter M.R., Veevers J.J., Calver C.R. et al.* Dating the 840–544 Ma Neoproterozoic interval by isotopes of strontium, carbon and sulfur in seawater and some interpretative models // *Precambrian Res.* 2000. V. 100. № 1. P. 371–433.
- Wareham C.D., Pankhurst R.J., Tomas R.J. et al.* Pb, Nd and Sr isotope mapping of Grenville-age crustal provinces in Rodinia // *J. Geol.* 1998. V. 106. № 6. P. 647–659.
- Weil A.B., Van der Voo R., MacNicael C., Meert J.G.* The Proterozoic supercontinent Rodinia: palomagnetically derived reconstructions for 1100 to 800 Ma // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1998. V. 154. № 1. P. 13–24.
- Wingate M.T.D., Campbell I.H., Compston W., Gibson G.M.* Ion microprobe U-Pb ages for Neoproterozoic basaltic magmatism in south-central Australia and implications for breakup of Rodinia // *Precambrian Res.* 1998. V. 87. № 1. P. 137–162.
- Zhao J.X., McCulloch M.T., Korsch R.J.* Characterisation of a plume-related 800 Ma magmatic event and its implications for basin formation in central-southern Australia // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1994. V. 121. P. 349–367.

Рецензент Б.С. Соколов