

**РЗЭ, Cr, Th и Sc В ГЛИНИСТЫХ СЛАНЦАХ ТИПОВОГО РАЗРЕЗА РИФЕЯ  
КАК ПОКАЗАТЕЛИ СОСТАВА И ЭВОЛЮЦИИ ИСТОЧНИКОВ СНОСА**

**А.В. Маслов\*, М.Т. Крупенин\*, Ю.Л. Ронкин\*,  
Э.З. Гареев\*\*, О.П. Лепихина\*, О.Ю. Попова\***

*\*Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН  
620151, Екатеринбург, Почтовый пер., 7*

*E-mails: maslov@igg.uran.ru, krupenin@igg.uran.ru, ronkin@igg.e-burg.su*

*\*\* Уфимский научный центр РАН*

*450000, Уфа, ул. Карла Маркса, 6*

*E-mail: emik@anrb.ru*

*Поступила в редакцию 6 июня 2003 г.*

В статье приведена систематическая информация о содержаниях и характере распределения в глинистых сланцах и аргиллитах типового разреза рифея редкоземельных элементов, Cr, Th, Sc и вариациях ряда их индикаторных отношений, позволяющих судить о составе размывавшейся верхней коры. Полученные данные позволили реконструировать состав и эволюцию комплексов пород, являвшихся источниками тонкой алюмосиликокластики для рифейских бассейнов осадконакопления, существовавших в области сочленения Восточно-Европейской платформы и Южного Урала. Установлено, что в раннем рифее в пределах Средневожского мегаблока платформы размыву подверглись преимущественно кислые магматические образования зрелой континентальной коры. В среднем рифее область сноса была, по всей видимости, более гетерогенной: наряду с кислыми ассоциациями в размыв были вовлечены также породы основного и ультраосновного (?) состава, однако роль их на палеоводосборах была, скорее всего, невелика. Высказано предположение, что это было связано не с появлением на палеоводосборах новых источников, а обусловлено переориентацией путей транспортировки тонкой алюмосиликокластики. Нарастание к середине среднего рифея (авзянское время, ~ 1220–1200 млн лет) в глинистых сланцах и аргиллитах значений  $K_2O/Al_2O_3$ , LREE/HREE,  $La_N/Yb_N$  и суммы РЗЭ позволяет считать, что с этого момента времени и почти вплоть до конца каратавия, доминирующая роль на палеоводосборах вновь принадлежала кислым магматическим и метаморфическим ассоциациям. Таким образом, на протяжении почти 1 млрд лет основным источником тонкой алюмосиликокластики для седиментационных бассейнов рифея области сочленения платформы и Южного Урала, выступала зрелая континентальная кора, сформированная в результате эписвекофеннской кратонизации фундамента Русской платформы; роль базитов и гипербазитов как источников сноса была на всем протяжении этого громадного интервала времени достаточно скромной.

Ключевые слова: *рифей, Южный Урал, источники сноса, геохимия, РЗЭ.*

**RARE-EARTH ELEMENTS, Cr, Th AND Sc IN SHALES OF THE RIPHEAN  
TYPE SECTION AS INDICATORS OF SEDIMENT SOURCE COMPOSITION  
AND EVOLUTION**

**A.V. Maslov\*, M.T. Krupenin\*, Yu.L. Ronkin\*,  
E.Z. Gareev\*\*, O.P. Lepikhina\*, O.Yu. Popova\***

*\*Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS*

*\*\*Ufimian Scientific center of RAS*

The paper gives systematic evidence about REE, Cr, Th, Sc contents and distribution pattern in shales and argillites of the Riphean type section and also about variations in some set of their indicator ratios enabling to estimate the composition of the upper crust in the process of its washout. The obtained data make it possible to reconstruct the composition and evolution of rock complexes that served as supply sources of fine-grained aluminosiliciclastic rocks for Riphean sedimentary basins at the juncture

region between the East European Plate and the South Urals. It has been concluded that during the Early Riphean acid magmatic rocks of mature continental crust underwent washout within the Middle Volga Megablock. During the Middle Riphean the sediment source area was more heterogeneous in all probability. The washout then affected not only acid associations but also basic and ultrabasic (?) rocks, though they were likely not much of importance. It has been suggested that this resulted from the reorientation of pathways for transporting fine-grained clastics rather than the appearance of new sediment sources. An increase in the values of  $K_2O/Al_2O_3$ , LREE/HREE,  $La_N/Yb_N$  and REE found in shales and argillites by the mid-Riphean (Avzyanian time, ~1220–1200 Ma) suggests that starting from this time moment till almost the end of the Karatavian acid magmatic and metamorphic associations turned out to regain their dominant importance in the water collections areas. Thus, for almost a billion of years the mature continental crust resulted from epi-Svecofennian cratonization of the basement of the East European Plate was a major source of fine aluminous and siliceous clastics for Riphean sedimentary basins at the juncture region between the above-mentioned plate and the South Ural Mountains. Basites and hyperbasites were relatively insignificant in sediment supply all over this immense time span.

Key words: *Riphean, South Urals, sediment supply sources, geochemistry, rare-earth elements.*

## Введение

В настоящее время для реконструкции состава источников сноса и их мониторинга, познания тектонических обстановок формирования осадочных последовательностей наряду с песчаниками, широко используются тонкозернистые алюмосиликокластические (глинистые) породы [Cullers et al., 1975; Nance, Taylor, 1976; Тейлор, МакЛеннан, 1988; McLennan, 1989; Condie, 1993; Cullers, Podkovyrov, 2000; Подковыров, 2001; Подковыров и др., 2002; Lee, 2002 и др.]. Процессы диагенеза и метаморфизма в них носят в большинстве случаев изохимический характер, тогда как собственно глинистые минералы претерпевают на постседиментационном этапе кардинальные минералогические изменения [Haskin et al., 1968; Dunoyer de Segonzak, 1970; Ронов и др., 1972; Cullers et al., 1974; Hower et al., 1976; Warren, Girty, 1999; Weaver, 1989 и др.].

Наиболее приемлемыми для подобного мониторинга являются редкоземельные элементы (РЗЭ), Th, Sc и ряд высокозарядных элементов [Тейлор, МакЛеннан, 1988; McLennan, Taylor, 1991; McLennan et al., 1993]. Они слабо растворимы в воде и, следовательно, почти без потерь перемещаются из областей размыва в области осадконакопления; при этом спектры РЗЭ пород источников сноса в подавляющем большинстве случаев сохраняются в осадочных породах [McCulloch, Wasserburg, 1978; Балашов, 1976; Nesbitt, 1979; Davis, 1980; Тейлор, МакЛеннан, 1988; Wronkiewicz, Condie, 1987, 1989;

Girty et al., 1994; Bierlein, 1995 и др.]. Многие из названных выше малых элементов, в том числе РЗЭ, как правило, не входят непосредственно в кристаллографическую решетку глинистых минералов, а сорбируются на поверхности глинистых частиц или локализируются в межслоевом пространстве глинистых минералов. Установлено [Тейлор, МакЛеннан, 1988; Cullers, 1995 и др.], что основная масса РЗЭ в обломочных осадочных породах связана с глинистой фракцией и фракцией менее 2 мкм.

Большинство гидротермальных флюидов имеют, как известно, весьма низкие концентрации РЗЭ и других малых элементов, и, следовательно, изменение пород при гидротермальных процессах и метаморфизме как правило не ведет к их перераспределению, за исключением случаев, где отношение вода-порода больше чем  $10^2$ – $10^3$  [Вау, 1991]. При региональном метаморфизме это отношение, по данным приведенным в работах [Ferry, 1983; Wood, Walther, 1986 и др.], примерно на два порядка ниже. По указанным причинам отношения малых элементов в глинистых породах отражают в большинстве случаев их соотношения в породах источников сноса и не изменяются при постседиментационных трансформациях, что и позволяет использовать их в качестве инструментов при анализе состава источников сноса [Cullers et al., 1975; McLennan, 1989; McLennan et al., 1993; Condie, 1993; Girty et al., 1994; Hassan et al., 1999; Cullers, Podkovyrov, 2000; Khudoley et al., 2000; Подковыров, 2001; Подковыров и др., 2002; Lee, 2002 и др.].

Разнообразие спектров РЗЭ в постархейских осадочных породах контролируется тектоническими условиями их формирования и составом источников сноса [McLennan et al., 1990]. Реконструкция состава источников сноса по спектрам РЗЭ основана на том, что магматические породы основного состава характеризуются низкими отношениями легких РЗЭ к тяжелым (LREE/HREE) и не имеют достаточно выраженной европиевой аномалии, тогда как кислым породам свойственны высокие отношения LREE/HREE и отчетливая отрицательная аномалия Eu [Cullers, Graf, 1983; Тейлор, МакЛеннан, 1988; McLennan, Taylor, 1991 и др.].

Использование спектров РЗЭ и отношений малых элементов для мониторинга состава источников сноса наиболее широко использовалось в последние 15–20 лет зарубежными авторами применительно к супракрустальным комплексам архея и раннего протерозоя. Рифейским, или, в более широком смысле, позднедокембрийским осадочным ассоциациям в иностранной литературе было уделено существенно меньше внимания. В России же подобные работы только начинаются [Летникова, 1998, 2002; Khudoley et al., 2000; Маслов и др., 2000, 2002б, 2003; Подковыров, 2001; Подковыров и др., 2002]. Так, на примере глинистых отложений сибирского гипостратотипа рифея В.Н. Подковыровым и др. [2002] показано, что по общему содержанию РЗЭ среди аргиллитов могут быть выделены группы с низкой (~ 117–148 мкг/г) и высокой (187–237 мкг/г) их концентрацией. Формирование последних связывается авторами с размывом областей сноса, сложенных преимущественно гранитоидами, и некоторым рециклированием более древнего осадочного субстрата, тогда как аргиллиты, принадлежащие к первой группе, по характеру распределения РЗЭ близки к постархейским австралийским сланцам (РАAS). Весьма интересен отмеченный авторами факт присутствия в аргиллитах талынской свиты основания среднего рифея положительной относительно РАAS европиевой аномалии. По общему же характеру спектра РЗЭ названные породы сходны с архейскими аргиллитами. Близкими к ним характеристиками обладают и аргиллиты юдомской серии венда. По мнению В.Н. Подковырова и

др. [2002], это указывает на сходство состава областей питания для начала среднего рифея и венда и позволяет предполагать, что размыв в указанные эпохи затрагивал достаточно глубокие горизонты континентальной коры.

В настоящей работе авторы предприняли попытку заполнить этот пробел применительно к типовому разрезу рифея Башкирского мегантиклинория, наиболее полному разрезу этого временного интервала на территории Северной Евразии [Решение Всесоюзного..., 1979; Стратотип рифея..., 1983].

### Типовой разрез рифея Башкирского мегантиклинория: основные черты строения и условия накопления осадочных толщ

#### Литостратиграфия

Общие сведения по геологии, стратиграфии, седиментологии и особенностям формирования осадочных последовательностей типового разреза рифея (западный склон Южного Урала, западная и центральная зоны Башкирского мегантиклинория) суммированы во многих публикациях [Олли, 1948, Стратиграфия СССР..., 1963; Гарань, 1969; Романов, 1975; Геология и палеогеография..., 1977; Стратотип рифея..., 1983; Нижний рифей..., 1989; Маслов, Крупенин, 1991; Маслов, 1997; Маслов и др., 1998, 2001].

Рифейские осадочные образования западного склона Южного Урала имеют мощность около 12–15 км и объединяются в три крупные седиментационные серии – бурзянскую, юрматинскую и каратаускую [Стратотип рифея..., 1983; Маслов и др., 2001, 2002а].

Бурзянская серия (мощность до 5000–6500 м) включает айскую, саткинскую и бакальскую свиты. Нижнее подразделение *айской свиты* слагается в основном грубообломочными породами – конгломератами, гравелитами, грубо- и крупнозернистыми аркозовыми и граувакково-аркозовыми песчаниками, алевролитами и ассоциирующими с ними в ряде разрезов основными вулканитами. В верхней части свиты преобладают темноокрашенные глинистые сланцы<sup>1</sup>. *Саткинская свита* сложена, в основном,

<sup>1</sup> Исходно глинистые породы рифея Башкирского мегантиклинория в различной степени преобразованы постседиментационными процессами. В разрезах нижнего и среднего рифея в центральной и западной частях мегантиклинория они подверглись воздействию процессов метагенеза и глубинного катагенеза и, будучи в существенной степени рассланцованными, описываются в полевых условиях большинством геологов как глинистые сланцы. В разрезах верхнего рифея, особенно в его верхней части, рассматриваемые образования преобразованы заметно меньше и могут быть с определенной долей условности названы аргиллитами.

доломитами и известняками; глинистые сланцы наблюдаются среди них в виде маломощных, достаточно редких прослоев. В средней ее части (половинкинская подсвита) присутствует примерно 200-метровая толща глинистых и низкоуглеродистых глинистых сланцев с редкими маломощными прослоями алевролитов и карбонатных пород. *Бакальская свита* представлена низкоуглеродистыми глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками, доломитами и известняками. В нижней ее части (макаровская подсвита, мощность до 650 м) доминируют низкоуглеродистые глинистые сланцы, среди которых иногда присутствуют алевролиты, известняки и глинистые их разности, тогда как в верхней (малобакальская подсвита) присутствуют преимущественно низкоуглеродистые глинистые сланцы, доломиты и известняки, слагающие более или менее однородные пачки мощностью до 100–200 м.

Изотопный U-Pb возраст цирконов из основных вулканитов нижнего подразделения айской свиты составляет  $1615 \pm 45$  млн лет [Нижний рифей..., 1989]. Саткинская свита прорывается гранитами-рапакиви Бердяушского массива с изотопным U-Pb возрастом цирконов  $1348 \pm 16$  млн лет [Краснобаев, 1986]. Отложения малобакальской подсвиты прорваны в пределах Бакальского рудного поля так называемый Главной дайкой [Крупенин, 1999], изотопный Rb-Sr возраст которой равен  $1360 \pm 35$  млн лет [Эльмис и др., 2000]. Возраст раннего диагенеза известняков березовской (самой нижней) пачки малобакальской подсвиты составляет, по данным Pb-Pb метода,  $1430 \pm 30$  млн лет [Кузнецов и др., 2001].

Юрматинская серия общей мощностью порядка 5000–5500 м залегает с перерывом и угловым несогласием на бурзянской и объединяет машакскую, зигальгинскую, зигазино-комаровскую и авзянскую свиты. *Машакская свита* сложена конгломератами, мелко- и среднезернистыми кварцевыми и литокласто-кварцевыми песчаниками, алевролитами, а также метабазальтами и металипаритами. В средней части свиты присутствует примерно 200-метровая толща низкоуглеродистых глинистых сланцев (быковская подсвита). *Зигальгинская свита* объединяет мономинеральные кварцевые песчаники и алевролиты с маломощными прослоями глинистых сланцев и, редко, конгломератов. *Зигазино-комаровская свита* представлена в основном темноцветными алеврито-глинистыми породами с прослоями песчаников, известняков и доломитов.

*Авзянская свита* слагается известняками, доломитами, мелкозернистыми кварцевыми и полевошпато-кварцевыми песчаниками, алевролитами, а также глинистыми сланцами и низкоуглеродистыми разновидностями последних.

Кислые вулканиды, залегающие в нижней части разреза машакской свиты, имеют изотопный U-Pb (по цирконам) возраст, согласующийся с Rb-Sr (по валовым пробам) изохроной, порядка 1330–1346 млн лет [Нижний рифей..., 1989]. Возраст прорывающих среднерифейские осадочные ассоциации Башкирского мегантиклинория даек габбро-диабазов (K-Ar метод, валовые пробы) варьирует от  $1000 \pm 20$  до  $1080 \pm 30$  млн лет [Стратотип рифея..., 1983]. Изотопный возраст (K-Ar метод) минералогически неизученного глауконита из авзянской свиты составляет порядка 1220–1230 млн лет [Гаррис и др., 1964].

Карагауская серия (4500–5500 м) с размывом и угловым несогласием залегает на юрматинской и включает в типовых разрезах зильмердакскую, катавскую, инзерскую, миньярскую и укскую свиты. *Зильмердакская свита* подразделяется на четыре подсвиты, из которых нижняя (бирьянская) представлена преимущественно аркозовыми и субаркозовыми крупно- и среднезернистыми песчаниками, алевролитами и конгломератами, а третья снизу, лемезинская, сложена преимущественно мономиктовыми кварцевыми песчаниками. *Катавская свита* объединяет пестроцветные тонкополосчатые глинистые известняки и мергели с редкими прослоями красноцветных глинистых сланцев и флэйкстоунов. *Инзерская свита* представлена преимущественно мелкозернистыми глауконито-кварцевыми песчаниками, известняками, алевролитами и глинистыми сланцами. *Миньярская свита* сложена доломитами и доломитизированными известняками (как хемогенными, так и фитогенными); прослой глинистых сланцев и аргиллитов встречаются в ее разрезах крайне редко. *Укская свита* объединяет в верхней части карбонатные, а в нижней – терригенные (кварц-глауконитовые песчаники, алевролиты, аргиллиты и глинистые сланцы) отложения.

Песчаники бирьянской подсвиты содержат обломочные цирконы, минимальный изотопный возраст которых не поднимается выше 1100 млн лет [Краснобаев, 1986; Стратотип рифея..., 1983]. Изотопный K-Ar возраст минералогически неизученного глауконита из верхней части катавской свиты составляет 970–938 млн лет [Гаррис, 1977; Стратотип рифея..., 1983]. Наиболее на-

дежными изотопными датировками характеризуется в настоящее время тангаурская подсерия каратауской серии, объединяющая инзерскую и миньярскую свиты [Семихатов и др., 1991, 1992; Стратиграфические схемы..., 1993; Маслов, 2002]. Известняки нижней части инзерской свиты (подинзерские слои) имеют возраст по Pb-Pb изохроне  $836 \pm 25$  млн лет, а средневзвешенное значение возраста доломитов миньярской свиты составляет  $778 \pm 80$  млн лет (Pb-Pb метод, валовые и обогащенные первичным карбонатом пробы) [Овчинникова и др., 1998]. Изотопный Rb-Sr возраст диагенеза погружения для аутигенного иллита из отложений инзерской свиты оценен Г.В. Овчинниковой и др. [1995] в 805–835 млн лет. Возраст глауконита из песчаников нижнеукской подсвиты равен  $688 \pm 10$  млн лет (K-Ar метод), а изохронный возраст Al-разности глауконита (Rb-Sr метод) –  $670 \pm 10$  млн лет [Горюжанин, Кутявин, 1986].

#### Обстановки накопления осадочных последовательностей типа рифея

Раннерифейские осадочные последовательности формировались, по данным литолого-палеогеографических реконструкций, в широкой платформенной впадине с раздробленным фундаментом и представлены как грубообломочными красно- и сероцветными континентальными и прибрежно-морскими терригенными образованиями, так и темноокрашенными осадками умеренно глубоководных обстановок [Нижний рифей..., 1989; Парначев и др., 1990; Крупенин, 1999; Маслов и др., 2001].

Накоплению среднерифейских образований предшествовала перестройка структурного плана. В начале среднего рифея на востоке Башкирского мегантиклинория была сформирована, по всей видимости, относительно узкая рифтовая (?) депрессия, где, геологически почти мгновенно, накопились вулканогено-осадочные последовательности машакской свиты (мощность до 3000–3300 м). Впоследствии преобладающее развитие получили терригенные прибрежно- и мелководно-морские отложения (зигальгинская и зигазино-комаровская свиты)

и только в середине среднего рифея (на уровне примерно 1220 млн лет) в области осадконакопления появились мелководные карбонатные и терригенно-карбонатные последовательности (авзянская свита) [Ротару, 1983; Парначев и др., 1986; Маслов, 1991; Ларионов, 1994; Маслов, Анфимов, 2000; Маслов и др., 2001].

На рубеже среднего и позднего рифея область седиментаций, существовавшая в пределах современного Башкирского мегантиклинория, вновь испытала осушение и размыв ранее накопившихся отложений [Маслов, Анфимов, 2000; Маслов и др., 2001]. В позднем рифее (каратавии) произошло формирование крупного перикратонного прогиба, протягивавшегося, по крайней мере, от широтного течения р. Белой через западный склон Среднего Урала и Полюдов Кряж в Тимано-Печорской области и (?) до северной периферии Кольского п-ва. В начале каратавия в область современного Башкирского мегантиклинория с запада и северо-запада поступает в громадных объемах аркозавая и полевошпато-кварцевая кластика, накапливавшаяся в условиях интенсивного компенсированного или перекомпенсированного прогибания в аллювиальных, аллювиально-дельтовых и прибрежно-бассейновых обстановках. Во второй половине зильмердакского времени (~ 950–980 млн лет) формируются мелководно-морские терригенные образования, а затем, в катавское время (~ 830–850 млн лет), красноцветные мелководно-морские глинисто-карбонатные отложения. На средних и верхних уровнях каратавия преобладают мелководные алюмосиликокластические и карбонатные осадочные последовательности (инзерская, миньярская и укская свиты) [Маслов, 1988; Маслов и др., 2001].

В целом рифейская история седиментационных бассейнов рассматриваемой территории может быть разбита на два неравных по продолжительности этапа: ранне-среднерифейский и позднерифейский. В раннем и среднем рифее основными типами седиментационных бассейнов на рассматриваемой территории были относительно небольшие эпикратонные моря с различного размера седиментационными ваннами<sup>2</sup>, где накапливались тонкозерни-

<sup>2</sup> Данный термин носит, конечно, скорее всего сугубо описательный характер, так как сколько-нибудь точно определить размеры «седиментационных ванн» и тем самым отграничить их от «бассейнов», в настоящее время представляется затруднительным.

тые алюмосиликокластические осадки значительной мощности. Особенности строения и пространственного распределения осадочных образований позднего рифея позволяют предполагать появление в его середине или конце крупного перикратонного бассейна, охватившего всю восточную и северо-восточную периферию Восточно-Европейского кратона [Маслов и др., 2001; Маслов и др., 2002a].

### Результаты ранее проведенных работ

По-видимому, первой публикацией, где были даны сведения о содержаниях РЗЭ в глинистых сланцах типа рифея является работа В.П. Парначева [1981]. В ней, однако, приведен только один (!) анализ глинистых сланцев машакской свиты и на основе преобладания в его составе среди редких земель легких лантаноидов сделан вывод о «платформенном составе редкоземельных элементов» (вычисленная нами по данным В.П. Парначева величина отношения La/Yb составляет 20,16, а LREE/HREE = 6,61)<sup>3</sup>.

В более поздней работе того же автора [Парначев, Баженова, 1987] проанализированы содержания РЗЭ в осадочных породах нижнего рифея (песчаниках, туфоженных их разностях, туффитах, доломитах и песчанистых их разностях, доломитистых известняках и известковистых доломитах). Было отмечено значительное расхождение концентраций РЗЭ в песчаных, карбонатных и алевропелитовых породах бурзянской серии. По данным названных авторов, в алевропелитовых сланцах (1 образец) сумма РЗЭ составляет ~ 250 г/т. Сделан вывод, что высокое значение отношения  $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ , а также соотношение LREE, MREE и HREE указывают на платформенный характер осадков. В пользу этого свидетельствует также и локализация фигуративных точек названных выше типов пород на диаграмме  $\Sigma(\text{Sm}-\text{Ho})+\text{Y} - \Sigma(\text{La}-\text{Nd}) - \Sigma(\text{Er}-\text{Lu})$  в поле платформенных образований. Авторами отмечено «резкое возрастание содержания РЗЭ ... в алевропелитовых сланцах айской свиты, обогащенных вулканогенным материалом», который идентифицируется, по их дан-

ным, также петрографическим наблюдениями или петрохимическими расчетами.

Л.В. Анфимовым [1997] установлена близость состава РЗЭ в осадочных образованиях рифея и коре континентального типа. Пелитовые сланцы (9 образцов) различных уровней типа рифея имеют среднее значение суммы РЗЭ ~ 160 г/т, отношение La/Yb составляет в них 12,28, а отношение LREE/HREE – 6,59<sup>4</sup>. По мнению Л.В. Анфимова, состав и количество РЗЭ в рифейских породах Башкирского мегантиклинория свидетельствует о том, что в докембрийском бассейне седиментации не происходило какой-либо существенной подпитки глубинным подкорковым веществом.

В наших предшествующих публикациях, посвященных анализу содержаний РЗЭ в глинистых сланцах и аргиллитах типового разреза рифея [Маслов и др., 2000, 2002б, 2003 и др.], было показано, что, исходя из величин отношений LREE/HREE и  $(\text{La}/\text{Yb})_N$ , для всего рассматриваемого интервала времени можно предполагать преобладание в областях размыва пород кислого состава.

В настоящей работе, продолжающей цикл наших публикаций по петро- и геохимии тонкозернистой алюмосиликокластики [Маслов и др., 1999, 2000, 2002б, 2003], на новом, значительно более представительном материале (почти 80 образцов, проанализированных на петрогенные и малые элементы с предварительной и окончательной разбраковкой по ряду критериев), рассмотрены особенности распределения РЗЭ в глинистых сланцах и аргиллитах основных литострагиграфических подразделений бурзянской, юрматинской и каратауской серий Башкирского мегантиклинория и сделана попытка реконструировать состав и эволюцию источников сноса на протяжении почти 1 млрд лет.

Исходя из данных фациально-палеогеографических реконструкций [Маслов, 1997; Маслов и др., 2001], можно считать, что в составе рифейских осадочных последовательностей Башкирского мегантиклинория преобладают механогенные, в понимании В.Т. Фролова [1993], глины, накапливавшиеся преимуще-

<sup>3</sup> Метод определения РЗЭ в данной работе не указан, но, основываясь на других публикациях В.П. Парначева [Парначев, Баженова, 1987], можно предполагать, что это был метод хроматографии на бумаге.

<sup>4</sup> Определения РЗЭ выполнены химико-спектральным методом в ИГТ УНЦ АН СССР.

ственно в прибрежно- и мелководно-морских обстановках интра- и перикратонных седиментационных бассейнов. Основную роль в них играют глинистые минералы, поступавшие в области седиментации вместе с более крупными обломочными компонентами и несущие определенные интегральные характеристики состава пород на водосборах. Из анализа геологических, седиментологических и литологических данных следует, что в качестве главного источника алюмосиликокластики для названных бассейнов выступали различные блоки Средневожского мегаблока Русской платформы [Акимова, 1964; Маслов, 1988; Геологическая карта..., 1996 и др.], сложенные архейскими осадочно-вулканогенными комплексами отраденской и большечеремшанской серий, ассоциирующими с ними гранитоидами и габбро-норит-анортозитовыми массивами, а также раннепротерозойскими осадочно-вулканогенными образованиями сармановской, воронцовской и кукморской серий, гранитоидами, в том числе калиевыми, и ультраметангенными комплексами (колобовский, бакалинский и др.) [Богданова, 1986].

#### Образцы и аналитика

Из естественных разрезов бурзянской, юрмагинской и каратауской серий было отобрано около 100 образцов, определенных визуально в поле как глинистые сланцы и аргиллиты. Эти породы в разрезах конкретных литостратиграфических подразделений типа рифея слагают достаточно мощные монотонные пакеты и пачки (3–5 – 80–100 и более м), наблюдаются в виде относительно маломощных (5–20 см) прослоев в пакетах переслаивания песчаников, алевролитов и глинистых сланцев и/или аргиллитов, или же образуют прослои среди карбонатных пород. Положение основных районов отбора образцов показано на рис. 1.

Определение содержаний петрогенных окислов в глинистых сланцах и аргиллитах (табл. 1) выполнено рентгенфлуоресцентным методом на СРМ-18 в ИГГ УрО РАН (аналитики Г.С. Неупокоева, Л.В. Фомина, В.П. Власов, Н.П. Горбунова).

Для разбраковки всего отобранного массива проб на алевронесчаные породы и глинистые сланцы (аргиллиты) на первой стадии были использованы данные петрографического изучения, а на последней – диаграмма М. Херрона [Herron, 1988] с координатами  $\log (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log (\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$  (рис. 2).

После проведения указанных исследований для 79 образцов глинистых сланцев и аргиллитов выполнено определение содержаний рассеянных и редких элементов (табл. 2)<sup>5</sup> с помощью высокочувствительного масс-спектрометра высокого разрешения с индуктивно-связанной плазмой для элементного анализа и изотопного скрининга. Перед проведением собственно измерений исходный материал (в виде тщательно перетертой пудры), весом около 50 мг разлагался смесью плавиковой и азотной кислот (соотношение 5:1) при температуре примерно 170°C в тefлоновых автоклавах под давлением до полного разложения. После относительно медленного упаривания, исследуемое вещество переводилось в раствор 3 % азотной кислоты с коэффициентом разбавления исходной пробы около 10<sup>3</sup>, и затем исследовались с помощью ICP-MS анализатора Elan-6100 DRC. В качестве внутреннего стандарта использовался индий (In), который добавлялся к сухой пробе перед разложением. В качестве внешнего стандарта использовались BCR-1 и BCR-2 (Basalt Columbia River) Геологической Службы США. Внешний стандарт измерялся последовательно через каждые 5–10 проб, с целью учета флуктуационных изменений характеристик прибора (таких как, чувствительности, изменения функции зависимости чувствительности от массы и т.д.) во времени. Точность анализа определялась величиной концентрации конкретного элемента и составляла от 3 отн. % до 20–50 отн. % (для очень низких, на уровне предела обнаружения, содержаний). Достоверность полученных данных подтверждена также анализом случайным образом отобранных дубликатов.

В настоящей работе мы используем медианные значения тех или иных отношений и индексов, так как только данный статистический параметр позволяет дать обобщенную оцен-

<sup>5</sup> Всего 40 элементов – 14 РЗЭ, Li, Be, Sc, Ti, Cr, Ni, V, Co, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Sb, Cs, Ba, Hf, Ta, Tl, Pb, Th и U.

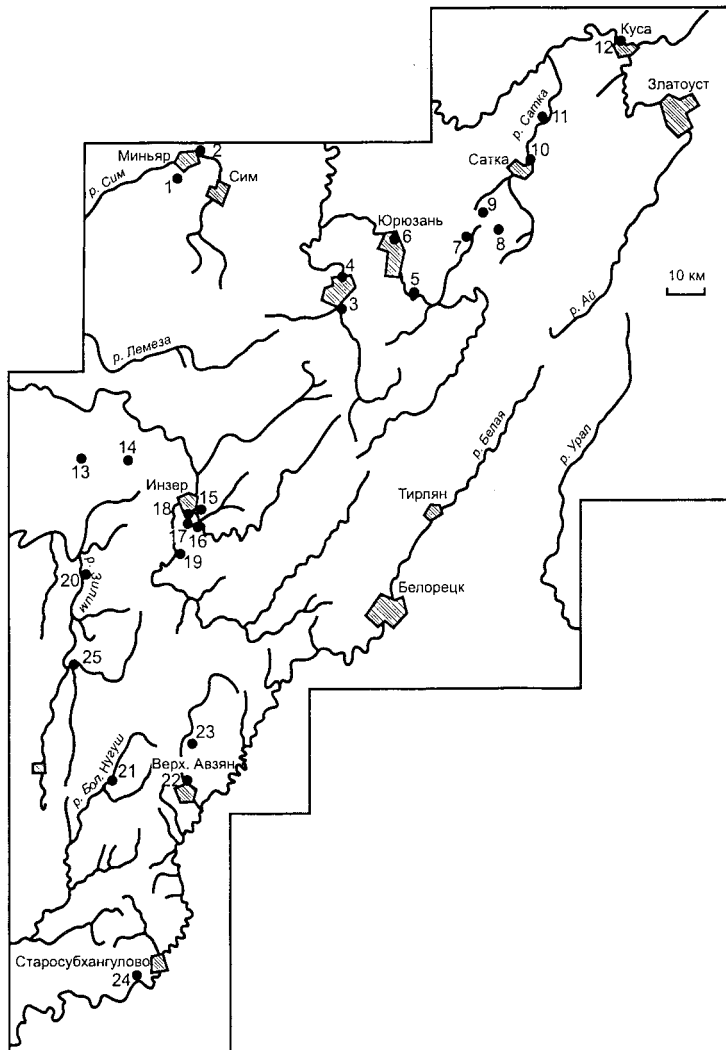


Рис. 1. Положение основных районов отбора образцов глинистых сланцев и аргиллитов рифея для петро- и геохимических исследований.

1 – дорога между д. Волково и г. Миньяр; 2 – г. Миньяр (утес Красный, щебеночный карьер у ст. Бьянка и др.); 3 – р. Катав выше г. Катав-Ивановск; 4 – северная окраина г. Катав-Ивановска; 5 – окрестности д. Екатериновка; 6 – Юрюзанский городской пруд; 7, 8, 9 – окрестности г. Бакала; 10 – о.п. ж.д. «Речная», окрестности г. Сатка; 11 – окрестности д. Пороги; 12 – разрезы саткинской свиты на северо-западной окраине г. Куса; 13 – хр. Зильмердак в месте пересечения его автодорогой Уфа-Белорецк; 14 – восточное подножье хр. Зильмердак; 15, 16, 17, 18 – окрестности пос. Инзер (район устья р. Реветь, окрестности д. Кумбино, хр. Белягуш, гора Больничная и др.); 19 – приустьевая часть руч. Ямашта 4-я; 20 – среднее течение р. Зилим в окрестностях д. Толпарово; 21 – верхнее течение р. Бол. Нугуш у устья р. Бол. Кудашка; 22 – северная окраина пос. Верх. Авзян; 23 – хр. Бол. Шагак; 24 – 7/8 км автодороги Старосубхангулово-Миндигулово; 25 – верхнее течение р. Зилим в окрестностях д. Бакеево.

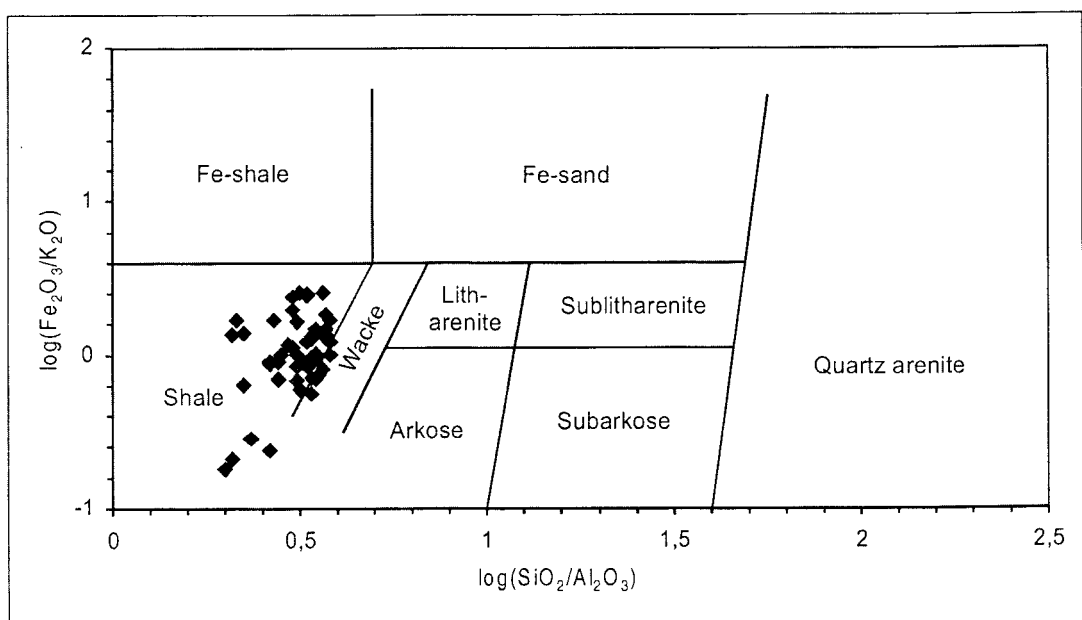


Рис. 2. Положение фигуративных точек глинистых сланцев и аргиллитов стратотипического разреза рифея на диаграмме М. Херрона.



Таблица 1

Химический состав представительных проб глинистых сланцев и аргиллитов  
стратотипического разреза рифея (западный склон Южного Урала)

№ пробы/Компоненты	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	MnO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ppp	Сумма	СИА
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<b>Нижний рифей</b>													
<i>Айская свита</i>													
Навышко-чудинский уровень													
82-1	61.58	18.52	0.95	6.2	0.015	0.27	1.59	6.95	0.13	0.17	3.34	99.715	69.19
82-2	61.42	16.65	0.99	8.3	0.012	0.23	1.67	6.16	0.12	0.18	2.93	98.662	69.52
28Н	59.98	19.49	0.86	5.24	0.014	0.32	1.94	7.84	0.14	0.18	3.62	99.624	67.65
<i>Саткинская свита</i>													
Нижнекусинская подсвита													
83-1	61.49	17.74	0.85	5.69	0.01	0.31	2.74	6.15	0.34	0.26	4.18	99.76	69.47
83-2	58.08	18.99	0.77	6.32	0.01	0.17	2.59	7.9	0.74	0.08	3.29	98.94	65.28
83-3	60.36	17.72	0.82	6.22	0.02	0.32	2.84	6.91	0.87	0.13	3.48	99.69	65.07
Половинкинская подсвита													
2835-6а	61.24	18.58	0.72	6.84	0.02	0.24	1.74	5.84	1.91	0.14	2.48	99.75	65.20
2835	62.32	18.32	0.78	7.15	0.02	0.23	1.59	5.54	1.21	0.1	3.48	100.74	68.51
2835-6	63.31	19.00	0.73	4.73	0.02	0.18	1.66	5.6	1.11	0.001	3.68	100.011	69.77
<i>Бакальская свита</i>													
Макаровская подсвита													
41-ш	62.35	18.65	0.81	6.78	0.032	0.24	1.48	3.23	0.88	0.06	3.84	98.352	77.58
57 ш	60.01	19.89	0.79	7.73	0.03	0.27	1.27	3.63	0.72	0.09	5.18	99.61	77.98
60 ш	60.82	19.13	0.82	7.23	0.04	0.23	1.72	3.34	0.93	0.3	4.5	99.06	77.44
Малобакальская подсвита													
21-ш	59.48	17.93	0.68	8.28	0.12	0.43	2.02	3.84	0.61	0.085	5.35	98.825	75.07
46-ш	56.15	18.71	0.75	9.01	0.13	0.22	2	5.26	0.2	0.06	5.45	97.93	74.40
51-ш	56.85	20.58	0.84	4.72	0.02	0.28	2.13	7.65	0.11	0.05	4.4	97.61	69.59

Продолжение таблицы 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<b>Средний рифей</b>													
<i>Машакская свита</i>													
A-38	57.35	18.54	0.82	9.34	0.06	0.12	2.75	4.37	0.50	0.15	5.03	99.02	76.24
A-110	59.90	18.33	0.83	8.80	0.09	0.09	1.87	3.47	0.70	0.09	5.14	99.32	78.28
A-111	59.13	20.35	0.91	9.06	0.04	0.09	2.33	3.63	0.80	0.08	3.84	100.25	78.95
A-112	59.65	19.23	0.84	8.39	0.09	0.09	1.76	3.82	0.60	0.12	5.32	99.90	78.42
A-113	62.01	16.50	0.61	10.28	0.05	0.16	1.82	2.70	0.80	0.26	5.14	100.33	78.44
A-114	58.18	18.59	0.70	7.90	0.06	0.52	3.35	4.45	0.55	0.12	4.80	99.22	73.54
<i>Знагельская свита</i>													
ГС 02-1-4	52.8	26.63	1.02	1.76	0.008	0.11	2.18	9.61	0.43	0.05	4.15	98.748	70.14
ГС 02-1-3	55.84	24.09	0.92	2.67	0.007	0.09	1.97	9.21	0.31	0.05	4.13	99.287	69.31
ГС 02-1-1	53.86	25.2	0.72	2.02	0.007	0.09	2.44	9.41	0.43	0.08	4.19	98.447	69.46
ГС 02-1-2	55.15	24.76	1.11	4.2	0.008	0.12	1.28	6.55	0.55	0.14	4.32	98.188	75.05
<i>Зигадино-комаровская свита</i>													
2810-2a	64.7	17.6	0.95	6.21	0.05	0.02	0.01	4.86	1.23	0.1	3.47	99.2	70.59
2830-2	60.95	20.24	0.96	6.04	0.08	0.28	2.05	2.28	0.76	0.09	5.34	99.07	82.70
2810-2	63.02	17.4	0.88	3.49	0.01	0.42	3.67	5.78	2.21	0.1	3.32	100.3	61.98
ГС 02-2-2	61.05	16.46	0.78	6.38	0.02	0.09	2.75	4.25	1.51	0.05	5	98.34	69.39
ГС 02-2-4	60.51	17.73	0.93	6.39	0.03	0.09	1.94	7.19	1.29	0.09	3.68	99.87	63.74
ГС 02-2-3	57.33	15.16	0.76	6.95	0.05	2.1	4.54	4.05	1.06	0.12	6.47	98.59	60.34
ГС 02-2-1	60.01	16.2	0.79	7.34	0.03	0.1	3.68	3.94	1.23	0.12	4.7	98.14	71.43
<i>Авзянская свита</i>													
Катагаскинская подсвита													
2805-2	56.2	20.35	0.86	6.45	0.006	0.56	3.82	5.78	0.72	0.06	4.42	99.23	70.59
2806-11	57.36	17.06	0.76	6.94	0.01	2.82	3.44	3.98	0.85	0.01	6.88	100.11	61.12
2825-3	60.47	17.58	0.8	6.42	0.005	0.29	3.12	5.86	0.59	0.04	4.54	99.72	69.11

Продолжение таблицы 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Малонзерская подселита													
35-16-16	55.02	24.3	1.26	6.67	0.12	0.3	1.62	5.07	0.54	0.12	5.34	100.36	77.79
752-3-8	57.87	17.88	0.47	5.1	0.005	1.48	3.78	7.46	0.08	0.04	5.34	99.51	62.08
Ушаковская подселита													
ГС 02-4-2	59.17	19.12	0.72	6.76	0.02	0.1	2.45	6.63	0.37	0.07	4.24	99.65	70.54
ГС 02-4-1	56.47	21.7	0.68	2.27	0.01	0.13	3.3	9.23	0.43	0.04	5.49	99.75	66.44
Кутурская подселита													
752-13-2	63.5	18.65	0.86	4.12	0.007	0.56	1.26	7.62	0.11	0.06	3.72	100.467	66.32
752-13-4	63.11	18.32	0.82	5.2	0.005	0.18	1.63	7.68	0.12	0.06	3.3	100.425	67.41
<b>Верхний рифей</b>													
<i>Зильмердакская свита</i>													
Бирьянская подселита													
ГС 99-18-4	55.94	21.08	0.82	6.84	0.01	0.1	2.02	7.64	0.25	0.15	5.45	100.30	70.35
ГС 02-5-3	61.19	16.1	0.65	7.54	0.035	0.1	2.44	7.43	0.37	0.09	4.16	100.11	64.52
ГС 99-18-3	53.04	19.27	0.8	8.78	0.02	0.1	2.54	9.59	0.25	0.17	5.75	100.31	63.66
ГС 02-5-2	52.21	19.78	0.82	8.68	0.02	0.1	2.53	9.44	0.55	0.17	5.04	99.34	63.58
ГС 02-13-1	58.25	18.33	0.73	6.01	0.02	0.11	2.38	9.93	1.08	0.16	3.19	100.19	58.97
65-2-7	55.66	21.48	0.72	7.83	0.01	0.14	1.63	6.88	0.08	0.15	4.92	99.5	73.23
65-2-5	58.87	21.49	0.72	4.9	0.02	0.07	1.63	7.19	0.11	0.14	4.79	99.93	72.60
Нугушская подселита													
2641	49.68	23.4	0.58	10.07	0.03	0.84	3.23	6.9	0.31	0.15	6.18	101.37	71.07
15-3-37	59.48	15.02	0.66	7.62	0.06	2.24	3.2	6.42	0.66	0.12	4.62	100.10	55.32
ГС 02-5-1	62.41	16.48	0.9	6.29	0.03	0.19	2.44	5.15	1.73	0.15	4.18	99.95	65.24
ГС 99-18-1	60.61	16.16	0.87	6.75	0.03	0.22	2.61	5.14	1.9	0.14	5.9	100.33	63.96

Продолжение таблицы 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Бедерышинская подсви́та													
ГС 99-18-2	55.31	16.26	0.91	8.88	0.02	0.27	3.82	6.92	1.1	0.19	6.6	100.28	62.37
ГС 02-8-3	57.09	16.37	0.83	7.58	0.03	0.72	3.37	7.27	1.23	0.19	4.49	99.17	59.33
ГС 02-8-5	55.53	15.5	0.66	4.7	0.05	3.29	4.79	6.34	1.04	0.17	8.51	100.58	51.52
1802-7-1	57.58	22.15	1	5.86	0.005	0.84	1.6	4.84	0.74	0.1	5	99.72	73.47
761-1-4	61.04	12.24	0.9	2.93	0.004	3.8	3.96	5.78	2.32	0.22	7.18	100.37	41.85
<i>Катавская свита</i>													
766-1-2	50.1	23.7	0.84	9.18	0.03	2.16	1.61	6.67	0.36	0.15	5.67	100.47	66.83
766-1-8	53.86	23.81	0.82	4.82	0.007	3.16	0.92	6.45	0.42	0.12	5.8	100.19	63.91
<i>Инзерская свита</i>													
Нижняя часть													
ГС 02-3-1	62.14	18.06	0.72	6.51	0.03	0.31	1.81	4.35	1.23	0.09	4.09	99.34	71.19
ГС 02-3-2	60.36	20.22	0.85	6.68	0.03	0.19	1.9	5.69	1.23	0.1	2.23	99.48	70.30
Средняя и верхняя части													
2677-6а	58.22	16.4	0.8	8.22	0.02	2.41	2.47	3.23	1.32	0.08	6.95	100.12	61.97
2658-2 т.фр.	52.3	25.23	0.78	8.14	0.02	0.64	2.6	2.9	0.36	0.15	5.95	99.07	83.72
2677-6 т.фр.	52	23	0.72	7.47	0.01	1.96	2.31	7	0.12	0.1	5.04	99.73	66.93
2614-20 т.фр.	47.67	27.41	0.61	6.68	0.03	1.08	2.25	7.43	0.27	0.001	6.07	99.50	72.35
ГС 02-11-3	60.3	20.03	0.85	5.9	0.02	0.22	1.83	5.25	1.42	0.09	4.42	100.33	70.37
ГС 02-11-1	58.19	16.21	0.77	8.41	0.18	2.5	2.45	3.28	1.29	0.1	6.9	100.28	61.30
ГС 02-11-2	59.7	19.11	0.84	7.23	0.03	0.21	2.12	4.37	1.42	0.09	4.74	99.86	71.92
<i>Мишьярская свита</i>													
2642-22 т.фр.	53.83	23.87	0.83	3.81	0.01	1.99	3.23	7.31	0.16	0.05	5.48	100.57	66.88
2642-22а	54.06	23.44	0.78	3.84	0.01	1.74	3.17	7.28	0.17	0.04	5.22	99.75	67.38
2350-44	64.26	11.93	0.64	5.58	0.02	2.66	2.54	4.94	0.21	0.17	5.79	98.74	53.07
795-23-4	63.2	17.26	1.13	3.9	0.01	0.54	1.5	7.24	0.28	0.08	4.24	99.38	64.98
ГС 02-9-1	54.12	15.93	1.61	5.77	0.01	1.54	2.69	7.69	0.43	0.10	9.97	99.86	57.33

Окончание таблицы 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<i>Укская свита</i>													
Нижняя подсевита													
757-11-11	62.84	16.28	0.9	3.38	0.012	3.08	1.84	5.34	0.13	0.05	6.21	100.06	58.35
ГС 02-7-1	62.42	17.34	0.89	5.09	0.019	0.3	2.18	6.2	1.29	0.08	3.63	99.44	64.86
<b>РААС</b>	62.4	18.78	0.99	7.18	0.11	1.29	2.19	3.68	1.19	0.16	-	-	-

Примечание. Привязка образцов. Нижний рифей, *айская свита*, нижнее подразделение: 82-1, 82-2, 28Н – руч. Черный клоч (окрестности д. Аршипка); *саткинская свита*, нижнекусинская подсевита: 83-1, 83-2, 83-3 – разрез по р. Ай ниже кладбища в г. Куеа; половинкинская подсевита: 2835, 2835-6, 2835-6а – разрез на правом берегу долины р. Сатка у останочной площадки ж.д. «Речная»; *бакальская свита*, макардовская подсевита: 41ш – северный борт Новобакальского карьера, горизонт 578; 57ш – ж.д. выемка в районе Полушкина хутора (300 м к западу от рудного двора); 60ш – ж.д. выемка в районе Полушкина хутора (250 м к востоку от рудного двора); малобакальская подсевита: 21ш – северо-западный борт Восточного карьера Шуйдинского рудника, горизонт 616, иркусская пачка; 46ш – северо-западный борт Петлинского карьера Шуйдинского рудника, горизонт 630, иркусская пачка; 51ш – северо-восточный борт Центрального карьера рудника Иркускан, горизонт 660, надшуйдинская пачка; *средний рифей*, *майская свита*: А-38 – южный склон хр. Бол. Шагак, руч. Шагакский, 30 м выше контакта с южинской свитой нижнего рифея; А-110, А-112 – северо-западный склон хр. Бол. Шагак, в 0,6 км от вершины горы Куежи (отм. 1082,5 м); А-111 – юго-восточный склон хр. Бол. Шагак, урочище Кулак Залавок; А-113, А-114 – западный склон хр. Бол. Шагак, 3,3 км по азимуту 230 от устья руч. Шагакского; *зигальгинская свита*: ГС 02-1-1, ГС 02-1-2, ГС 02-1-3, ГС 02-1-4 – 7/8 км автодороги Старосубхангулово-Миндигулово; *зигазинско-комаровская свита*: 2810-2, 2810-2а – р. Мал. Авзян к востоку от пос. Верх. Авзян; 2830-2 – фрагменты разреза по правому берегу р. Буланки у моста на автодороге Уфа-Челябинск; ГС 02-2-1, ГС 02-2-2, ГС 02-2-3, ГС 02-2-4 – северная окраина пос. Верх. Авзян, левый берег р. Бол. Авзян; *авзянская свита*, катагинская подсевита: 2805-2, 2806-11 – разрез на северной окраине пос. Верх. Авзян по р. Бол. Авзян; 2825-3 – разрез по правому берегу р. Кагав выше г. Кагав-Ивановск; малоинзерская подсевита: 35-16-16 – разрез по руч. Кагаскин; 752-3-8 – разрез по правому берегу р. Кагав выше г. Кагав-Ивановск; ушаконская подсевита: ГС 02-4-1, ГС 02-4-2 – левый борт долины р. Мал. Инзер выше устья р. Реветь; кутурская подсевита: 752-13-2, 752-13-4 – разрез по правому берегу р. Кагав выше г. Кагав-Ивановск; *верхний рифей*, *зильмердакская свита*, бирьянская подсевита: ГС 99-18-3, ГС 99-18-4, ГС 02-5-3 – 100/122 км автодороги Уфа-Белорецк; ГС 02-5-2 – 96/126 км там же; ГС 02-13-1 – выемка у 1883/1882 км ж.д. Челябинск-Уфа (между ст. Бердяул и д. Романовка); 65-2-5, 65-2-5 – разрез по ледному борту долины р. Мал. Инзер ниже устья р. Реветь; нулуская подсевита: 2641 – фрагмент разреза по правому берегу р. Юрюзань в 0,5 км ниже д. Екатериновка; 15-э-37 – р. Сатка выше д. Пороги; ГС 02-5-1 – 96/126 км автодороги Уфа-Белорецк; ГС 99-18-1 – 95/127 км там же; бедерышинская подсевита: ГС 99-18-2 – 95/127 км автодороги Уфа-Белорецк; ГС 02-8-3, ГС 02-8-5 – тракт между д. Волково и г. Миньяр; 1802-7-1 – левый берег р. Зилим выше устья р. Мал. Шишняк; 761-1-4 – правый берег р. Мал. Шишняк ниже д. Бакеево; *катавская свита*: 766-1-2, 766-1-8 – фрагменты разреза по руч. Салды; *инзерская свита*, нижняя часть: ГС 02-3-1, ГС 02-3-2 – фрагменты разреза на тракте Инзер-Кумбыно-Сафаргулово, примерно в 1,2 км к северо-западу от моста на автодороге Уфа-Белорецк; средняя и верхняя части: 2677-6а, 2677-6 – т. фр. – Бьянжский шебечонный карьер; 2658-2 т. фр. – разрез по левому берегу р. Бол. Нугуш у устья р. Бол. Кудашка; 2614-20 т. фр. – разрез по левому борту долины р. Мал. Инзер в районе урочища «Откоп»; ГС 02-11-1, ГС 02-11-2, ГС 02-11-3 – правый берег р. Кагав, северная окраина г. Кагав-Ивановск; *мильярская свита*: 2642-22 т. фр., 2642-22а – разрез по правому берегу Юрюзанского городского пруда; 2350-44 – фрагменты разреза по р. Зилим ниже устья р. Бол. Толлар; 795-23-4, ГС 02-9-1 – Бьянжский шебечонный карьер; *ужская свита*, нижняя подсевита: 757-11-11 – фрагменты разреза по р. Бол. Инзер у устья руч. Ямашта 4-я; ГС 02-7-1 – фрагменты разреза на автодороге Уфа-Белорецк у пос. Кулмак.

Данные для РААС заимствованы из работ [Гейлор, МакЛеннан, 1988; Cullers, 1995].

ку совокупностей исходных аналитических данных с неизвестным характером распределения [Rock et al., 1987; Lee, 2002].

### Петро- и геохимические особенности глинистых сланцев типового разреза рифея как индикаторы состава источников сноса

Обратимся теперь к рассмотрению вариаций содержаний ряда петрогенных окислов, малых и редкоземельных элементов и собственно спектров РЗЭ в глинистых сланцах и аргиллитах различных литостратиграфических уровней типового разреза рифея Башкирского мегантиклинория.

#### Нижний рифей

*Нижнеайский уровень.* Глинистые сланцы нижнего подразделения айской свиты имеют почти аналогичные PAAS медианные содержания  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , суммарного  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Существенно меньше чем в PAAS в них CaO и  $\text{Na}_2\text{O}$ , тогда как  $\text{K}_2\text{O}$  немного выше. Концентрации Th и Sc примерно те же, что и в PAAS, а содержание Cr несколько выше. Содержания легких и тяжелых РЗЭ элементов в глинистых сланцах нижеайского уровня и PAAS весьма сходны, в то же время Sm, Eu, Gd и Tb присутствуют в несколько повышенном количестве. Нормированные на хондрит [Тейлор, МакЛеннан, 1988] спектры всех трех образцов глинистых сланцев данного уровня имеют удивительно однообразный характер (рис. 3). Значения отношений LREE/HREE и  $\text{La}_N/\text{Yb}_N$  (9,42 и 10,94, соответственно) указывают на весьма зрелый состав размывавшейся верхней коры.

*Нижнекусинский уровень.* Тонкозернистые алюмосиликокластические породы рассматриваемого уровня имеют близкие к PAAS медианные содержания  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$ ,  $\text{TiO}_2$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Содержание CaO в них заметно ниже, а  $\text{K}_2\text{O}$  – выше, чем в PAAS. Торий и скандий присутствуют в сопоставимых с PAAS концентрациях; содержание же хрома несколько выше. Легкие и средние редкоземельные элементы присутствуют в глинистых сланцах данного уровня в сопоставимых с PAAS концентрациях. Количество тяжелых РЗЭ немного меньше. Данный уровень характеризуется некоторыми вариациями формы частных спектров РЗЭ

(см. рис. 3, б). Особенно хорошо это видно по вариациям отношения  $\text{Eu}/\text{Eu}^* - 0,52, 0,60$  и  $0,73$ , а также по разбросу величины отношения  $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N - 2,18, 1,75$  и  $1,96$ , соответственно. Значения отношений LREE/HREE и  $\text{La}_N/\text{Yb}_N$  здесь несколько выше, чем на нижеайском уровне.

На *половинкинском уровне* глинистые сланцы имеют сопоставимые с PAAS содержания  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и суммарного  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Заметно меньше, чем в PAAS здесь CaO, несколько меньше  $\text{MgO}$  и  $\text{TiO}_2$  и больше –  $\text{K}_2\text{O}$ . Th, Cr и Sc присутствуют в сопоставимых с PAAS количествах. Содержания легких и средних редкоземельных элементов на данном уровне выше, чем в PAAS, тогда как тяжелых – заметно меньше. Соответственно и параметры LREE/HREE и  $\text{La}_N/\text{Yb}_N$  имеют максимальные для бурзьяния значения. Характерной особенностью глинистых сланцев данного уровня является заметная деплетированность тяжелых РЗЭ и низкая величина европиевой аномалии (медианное значение 0,55, вариации от 0,53 до 0,68) (см. рис. 3, в).

Глинистые сланцы *макаровского* и *малобакальского уровней* несколько отличаются друг от друга содержаниями петрогенных окислов и, напротив, сходны между собой по содержаниям хрома, тория, скандия и РЗЭ. Породы макаровской подсвиты бакальской свиты отличаются от PAAS только заметно более низкими содержаниями CaO, а также немного меньшими содержаниями  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Глинистые сланцы малобакальской подсвиты имеют значительно меньшие, чем в PAAS, содержания CaO,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  и несколько повышенные содержания  $\text{K}_2\text{O}$ . Торий, хром и скандий в исходно глинистых породах обоих уровней присутствуют в немного больших концентрациях, нежели в PAAS. То же типично и для легких и средних редкоземельных элементов. В целом в породах обоих указанных уровней бурзьяния наблюдается снижение значений отношений LREE/HREE и  $\text{La}_N/\text{Yb}_N$  по сравнению с нижележащими уровнями. Европиевая аномалия здесь примерно равна значениям, типичным для PAAS, или немного выше. Деплетирование тяжелых РЗЭ не наблюдается (см. рис. 3, г).

Общей особенностью спектров РЗЭ в глинистых сланцах бурзьянской серии является почти постоянная величина отношения  $\text{La}_N/\text{Sm}_N$ , подчеркивающая близкий характер спектров распределения РЗЭ в их левой ветви.

Таблица 2

Содержания REE (в ppm) в глинистых сланцах различных литостратиграфических уровней  
типового разреза рифей и некоторые геохимические коэффициенты

№ образцов/Элементы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Sum REE	LREE/HREE	(La/Sm) <sub>N</sub>	(La/Yb) <sub>N</sub>	(Cd/Yb) <sub>N</sub>	Eu/Eu*
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
<b>Нижний рифей</b>																				
<i>Аляска свита</i>																				
Навышко-чудинский уровень																				
82-1	40,44	86,94	9,67	37,25	6,73	1,22	5,99	0,89	4,33	1,01	2,55	0,38	2,50	0,34	200,25	9,42	3,78	10,94	1,94	0,59
82-2	39,76	83,31	9,35	37,30	6,45	1,33	5,99	0,92	4,82	1,11	2,85	0,46	2,71	0,39	196,77	8,56	3,88	9,92	1,79	0,65
28Н	43,22	103,41	10,92	40,62	7,34	1,46	5,61	0,83	4,81	1,05	2,72	0,37	2,55	0,37	225,29	10,39	3,71	11,44	1,78	0,70
														Медиана	200,25	9,42	3,78	10,94	1,79	0,65
<i>Саткинская свита</i>																				
Нижнекуская п/св																				
83-1	34,80	69,80	8,25	27,56	4,19	0,73	3,26	0,40	2,25	0,49	1,47	0,22	1,51	0,26	155,18	13,65	5,23	15,56	1,75	0,60
83-2	46,20	104,01	11,51	41,20	6,68	1,47	5,63	0,85	4,24	0,87	2,30	0,33	2,33	0,34	227,96	11,41	4,35	13,39	1,96	0,73
83-3	40,66	87,29	8,89	32,99	5,81	0,95	5,44	0,69	3,40	0,80	2,01	0,33	2,02	0,28	191,55	11,04	4,40	13,61	2,18	0,52
														Медиана	191,55	11,41	4,40	13,61	1,96	0,60
<i>Половинкинская п/св</i>																				
2835-6а	62,08	167,55	13,34	56,65	8,96	1,38	6,52	0,95	4,10	0,83	1,90	0,28	2,06	0,29	326,9	16,85	4,36	20,34	2,56	0,55
2835	52,10	77,98	11,62	43,67	7,89	1,56	6,23	0,88	5,23	0,98	2,57	0,36	2,41	0,34	213,83	9,39	4,16	14,58	2,09	0,68
2835-6	55,50	112,11	13,98	43,50	7,33	1,15	6,05	0,82	4,21	0,68	1,75	0,25	1,56	0,27	249,14	13,89	4,77	24,06	3,14	0,53
														Медиана	249,14	13,89	4,36	20,34	2,56	0,55
<i>Бакальская свита</i>																				
Макаровская п/св																				
41-ш	47,57	105,38	11,53	42,37	6,21	1,39	5,17	0,76	3,79	0,79	2,25	0,33	2,21	0,38	230,10	11,04	4,82	14,55	1,90	0,75
57 ш	54,94	116,05	10,91	40,72	6,27	1,39	5,73	0,97	5,31	0,99	2,66	0,42	2,56	0,36	249,27	9,93	5,52	14,50	1,81	0,71
60 ш	48,63	108,66	10,67	39,33	6,63	1,30	5,18	0,77	3,85	0,76	1,93	0,29	2,01	0,32	230,33	11,67	4,62	16,38	2,09	0,68
														Медиана	230,33	11,04	4,82	14,55	1,90	0,71

Продолжение таблицы 2

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
<b>Малобакальская пгсв</b>																				
21-ш	51,87	109,58	12,32	46,01	7,60	1,40	5,96	0,97	5,22	0,92	2,88	0,44	2,64	0,37	248,17	10,93	4,30	13,25	1,82	0,63
46-ш	43,60	99,56	9,76	39,01	6,26	1,30	5,55	0,81	4,25	0,89	2,17	0,35	2,13	0,35	216,01	11,12	4,38	13,86	2,12	0,68
51-ш	44,39	99,23	10,53	36,59	6,39	1,21	4,84	0,65	3,54	0,74	2,03	0,28	1,93	0,30	212,64	12,71	4,37	15,55	2,03	0,66
														Медиана	216,01	11,12	4,37	13,86	2,03	0,66
<b>Средний рифей</b>																				
<i>Машакская свита</i>																				
2911-5	42,20	101,97	10,86	40,44	7,54	1,94	7,77	1,31	7,66	1,69	4,15	0,65	4,19	0,59	232,97	6,78	3,52	6,80	1,50	0,77
2911	23,98	54,69	5,80	22,17	4,61	1,22	4,45	0,68	4,09	0,83	2,36	0,37	2,37	0,37	127,97	6,65	3,28	6,85	1,52	0,82
2911-5a	44,61	104,64	12,77	44,28	8,20	1,69	6,68	0,92	5,43	1,29	3,83	0,61	4,36	0,81	240,12	8,37	3,42	6,91	1,24	0,70
A-38	17,55	40,87	5,81	23,06	4,61	0,94	3,89	0,56	3,65	0,75	1,91	0,31	2,01	0,30	106,24	6,41	2,39	5,89	1,57	0,68
A-113	94,77	188,46	22,60	82,68	16,04	3,08	12,45	1,70	7,82	1,64	4,14	0,49	3,09	0,47	439,44	11,59	3,72	20,74	3,27	0,67
A-112	26,81	60,86	6,72	22,81	4,72	0,88	3,61	0,64	3,11	0,75	2,21	0,29	2,19	0,32	135,92	8,72	3,57	8,28	1,34	0,65
A-110	22,93	57,32	6,14	22,33	4,78	0,88	3,67	0,72	4,14	1,00	2,87	0,39	2,65	0,39	130,23	6,79	3,02	5,84	1,12	0,64
A-111	48,94	99,91	12,00	42,99	7,40	1,58	6,79	1,10	6,07	1,30	3,46	0,49	3,00	0,45	235,45	8,72	4,17	11,01	1,83	0,68
A-114	43,28	92,23	10,51	39,15	7,12	1,30	5,94	0,90	5,09	1,09	2,82	0,41	2,69	0,39	212,92	9,33	3,83	10,87	1,79	0,61
														Медиана	212,92	8,37	3,52	6,91	1,52	0,68
<i>Зигальгинская свита</i>																				
ГС 02-1-4	18,52	36,99	3,64	12,00	1,72	0,43	1,76	0,33	2,21	0,51	1,49	0,23	1,57	0,24	81,65	8,31	6,78	7,97	0,91	0,75
ГС 02-1-3	1,72	4,12	0,59	2,33	0,47	0,13	0,38	0,06	0,36	0,09	0,24	0,04	0,26	0,04	10,83	5,8	2,29	4,44	1,17	0,91
ГС 02-1-1	13,51	30,45	3,34	11,01	2,32	0,32	1,90	0,33	1,92	0,51	1,82	0,26	2,13	0,36	70,2	6,34	3,66	4,28	0,72	0,47
ГС 02-1-2	22,55	44,92	5,72	22,46	5,26	1,07	5,14	0,81	4,78	1,15	3,24	0,46	3,06	0,47	121,11	5	2,7	4,98	1,36	0,63
														Медиана	75,93	6,07	3,18	4,71	1,04	0,69
<i>Зигалино-комаровская свита</i>																				
2810-2a	38,74	88,26	9,69	34,50	6,73	1,60	5,93	0,81	5,07	1,14	3,20	0,52	3,21	0,49	199,88	8,10	3,62	8,16	1,50	0,77
2830-2	17,31	30,09	3,58	14,43	2,63	0,59	2,56	0,38	2,23	0,51	1,35	0,19	1,12	0,17	77,14	7,48	4,15	10,41	1,85	0,70



Продолжение таблицы 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
2810-2	42,40	87,34	9,53	35,50	6,31	1,46	5,55	0,86	5,23	1,10	2,83	0,47	3,11	0,48	202,17	8,59	4,23	9,21	1,45	0,75
ГС 02-2-2	21,52	50,40	5,39	16,73	3,44	0,71	2,88	0,41	2,14	0,49	1,62	0,23	1,56	0,27	107,80	9,44	3,94	9,31	1,49	0,69
ГС 02-2-4	5,17	12,90	1,56	4,73	0,99	0,18	0,77	0,09	0,46	0,10	0,36	0,06	0,50	0,10	27,96	9,68	3,30	7,05	1,27	0,63
ГС 02-2-3	27,00	64,51	8,63	25,64	5,09	1,37	4,87	0,63	3,99	0,81	2,42	0,38	2,22	0,39	147,95	7,66	3,34	8,23	1,78	0,84
ГС 02-2-1	33,45	70,66	8,13	31,01	5,84	1,16	4,75	0,72	4,04	0,86	2,40	0,35	2,26	0,33	165,95	8,85	3,60	10,02	1,71	0,67
														<i>Медиана</i>	147,95	8,59	3,62	9,21	1,50	0,70
<i>Авзянская свита</i>																				
<i>Катаскинская п/св</i>																				
2805-2	31,63	66,53	7,07	27,35	5,23	1,00	4,58	0,74	4,31	0,88	2,38	0,37	2,60	0,33	155,00	8,02	3,81	8,22	1,43	0,62
2806-11	7,54	17,08	2,06	8,74	2,40	0,51	2,53	0,41	2,42	0,43	1,01	0,15	0,87	0,12	46,28	4,47	1,97	5,85	2,36	0,64
2825-3	29,80	65,05	6,49	24,58	4,14	1,02	3,56	0,57	3,22	0,81	2,12	0,36	2,37	0,34	144,43	9,05	4,53	8,50	1,22	0,81
														<i>Медиана</i>	144,43	8,02	3,81	8,22	1,43	0,64
<i>Малонзёрская п/св</i>																				
35-16-16	38,27	92,69	9,87	40,30	7,27	1,42	6,27	0,97	5,40	1,26	3,09	0,53	3,25	0,47	211,06	8,32	3,31	7,95	1,56	0,64
752-3-8	28,45	62,54	6,46	23,56	3,70	0,67	3,41	0,52	3,23	0,78	2,09	0,36	2,54	0,39	138,70	8,91	4,84	7,57	1,09	0,57
														<i>Медиана</i>	174,88	8,61	4,08	7,76	1,33	0,61
<i>Ушаковская п/св</i>																				
ГС 02-4-2	44,45	90,09	10,00	36,58	6,23	1,32	4,98	0,70	3,82	0,79	2,14	0,31	1,98	0,29	203,70	11,47	4,49	15,16	2,04	0,72
ГС 02-4-1	20,28	34,62	3,79	12,05	1,18	0,16	0,62	0,09	0,55	0,13	0,41	0,07	0,51	0,08	74,52	27,56	10,83	27,01	0,99	0,57
														<i>Медиана</i>	139,11	19,51	7,66	21,09	1,51	0,65
<i>Куткурская п/св</i>																				
752-13-2	44,84	94,31	10,17	37,85	7,41	1,49	6,67	0,96	5,12	1,17	3,03	0,45	2,77	0,45	216,69	8,80	3,81	10,95	1,95	0,65
752-13-4	41,60	89,36	10,98	39,96	7,19	1,32	4,81	0,82	4,72	0,85	2,36	0,38	2,21	0,34	206,89	10,62	3,64	12,74	1,77	0,69
														<i>Медиана</i>	211,79	9,71	3,73	11,84	1,86	0,67

Продолжение таблицы 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
<b>Верхний рифей</b>																				
<i>Зильмердакская свита</i>																				
<i>Бирьянская п/св</i>																				
ГС 99-18-4	0,55	2,13	0,25	1,23	0,32	0,05	0,20	0,03	0,18	0,04	0,14	0,02	0,19	0,03	5,37	5,10	1,09	2,02	0,89	0,60
ГС 02-5-3	33,97	65,81	8,09	29,77	5,54	1,01	4,83	0,81	5,16	1,17	3,38	0,52	3,32	0,49	163,87	6,92	3,86	6,92	1,18	0,60
ГС 99-18-3	24,97	85,70	6,66	27,59	6,12	0,87	3,64	0,62	3,14	0,72	2,14	0,29	1,98	0,32	164,76	11,01	2,57	8,51	1,49	0,57
ГС 02-5-2	85,51	164,71	20,34	76,08	15,14	3,03	14,40	2,32	13,73	2,90	7,74	1,08	7,07	1,01	415,06	6,79	3,56	8,17	1,65	0,63
ГС 02-13-1	55,84	116,34	13,71	48,22	8,00	1,40	7,02	1,16	6,92	1,54	4,32	0,66	4,36	0,65	270,14	8,64	4,39	8,65	1,30	0,57
65-2-7	63,45	127,42	16,14	63,95	12,48	2,52	11,23	1,56	8,61	1,82	4,96	0,79	4,65	0,73	320,31	7,69	3,20	9,22	1,96	0,65
65-2-5	35,13	82,73	8,51	33,44	8,54	2,10	9,29	1,49	8,55	1,60	4,22	0,69	4,08	0,66	201,01	5,15	2,59	5,81	1,84	0,72
														<i>Медиана</i>	182,89	6,85	2,97	7,55	1,54	0,61
<i>Нугушская п/св</i>																				
2641	44,79	92,89	11,58	43,61	8,86	1,69	7,23	1,13	6,26	1,33	3,65	0,54	3,32	0,49	227,37	7,87	3,18	9,10	1,76	0,65
15-3-37	32,44	91,76	7,64	28,29	5,37	1,01	5,04	0,77	4,75	0,98	2,67	0,41	2,82	0,42	184,36	8,77	3,81	7,78	1,45	0,59
ГС 02-5-1	4,67	9,78	1,29	5,31	1,02	0,17	0,78	0,12	0,73	0,16	0,48	0,08	0,65	0,10	25,35	6,73	2,87	4,82	0,96	0,59
ГС 99-18-1	38,12	74,77	8,12	32,18	6,24	1,07	5,32	0,94	4,88	1,23	3,28	0,42	3,03	0,48	180,06	7,72	3,85	8,49	1,42	0,57
														<i>Медиана</i>	182,21	7,80	3,49	8,14	1,43	0,59
<i>Белерышнская п/св</i>																				
ГС 99-18-2	44,57	96,92	11,97	46,04	8,68	1,84	7,67	1,23	7,35	1,55	4,27	0,64	4,17	0,61	237,53	7,09	3,23	7,22	1,49	0,69
ГС 02-8-3	45,70	99,08	10,69	34,41	7,35	1,47	6,56	1,05	5,43	1,25	3,69	0,52	3,57	0,55	221,33	8,18	3,91	8,65	1,49	0,65
ГС 02-8-5	27,23	63,76	6,60	27,02	5,77	1,00	4,81	0,82	4,85	1,13	3,09	0,46	3,07	0,45	150,05	6,63	2,97	6,00	1,27	0,58
1802-7-1	43,98	90,93	10,04	39,76	7,39	1,43	6,36	0,96	6,18	1,33	3,69	0,53	3,64	0,52	216,74	7,80	3,75	8,16	1,41	0,64
761-1-4	59,05	114,43	15,05	53,23	8,31	1,52	6,76	0,99	5,73	1,27	3,50	0,54	3,52	0,55	274,45	10,25	4,47	11,33	1,56	0,62
														<i>Медиана</i>	221,33	7,80	3,75	8,16	1,49	0,64
<i>Катавская свита</i>																				
766-1-2	43,35	80,41	8,72	26,36	2,48	0,43	1,84	0,31	1,69	0,37	1,09	0,20	1,15	0,17	168,56	22,27	11,01	25,54	1,30	0,62
766-1-8	38,33	63,45	8,28	24,35	2,06	0,54	1,41	0,25	1,44	0,29	0,83	0,12	0,96	0,16	142,48	22,71	11,68	27,03	1,19	0,98
														<i>Медиана</i>	155,52	22,49	11,35	26,29	1,24	0,80

Окончание таблицы 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
<i>Инирская свита (шв)</i>																				
ГС 02-3-1	34,54	71,99	7,93	29,58	5,32	0,90	4,47	0,70	4,33	0,96	2,73	0,40	2,84	0,41	167,08	8,42	4,09	8,23	1,28	0,57
ГС 02-3-2	32,25	81,30	7,89	29,89	5,41	0,89	4,25	0,66	4,13	0,91	2,49	0,39	2,50	0,37	173,32	9,45	3,75	8,73	1,38	0,57
2677-6а	48,48	108,92	12,00	40,80	8,16	1,34	6,94	1,04	5,57	1,37	3,45	0,61	3,50	0,54	242,72	8,97	3,74	9,36	1,61	0,54
2658-2 тонкая фр	54,91	158,55	12,89	47,14	8,85	1,53	8,05	1,21	7,14	1,54	4,60	0,62	4,20	0,62	311,85	9,57	3,91	8,84	1,55	0,55
2677-6 тонкая фр	44,64	104,83	10,91	42,66	8,35	1,36	7,66	1,13	6,49	1,53	3,90	0,62	3,88	0,60	238,56	7,78	3,37	7,78	1,6	0,52
2614-20 тонкая фр	34,16	78,37	9,10	33,26	6,64	1,18	5,81	0,98	5,55	1,24	3,25	0,53	3,42	0,49	183,99	7,19	3,24	6,75	1,38	0,58
ГС 02-11-3	44,87	97,50	10,64	40,53	7,49	1,21	5,66	0,88	5,38	1,12	2,97	0,46	2,96	0,43	222,09	9,55	3,77	10,24	1,55	0,57
ГС 02-11-1	50,40	111,26	10,28	43,99	8,16	1,11	5,67	0,97	6,50	1,34	3,21	0,51	3,58	0,46	247,44	9,6	3,89	9,51	1,28	0,50
ГС 02-11-2	35,18	72,53	7,89	31,96	5,79	0,93	4,08	0,70	4,19	0,94	2,34	0,38	2,62	0,35	169,88	9,28	3,82	9,06	1,26	0,58
														Медиана	238,56	9,28	3,77	9,06	1,55	0,55
<i>Миньярская свита</i>																				
2642-22	22,56	43,03	4,32	14,66	2,16	0,5	2,33	0,43	2,99	0,73	1,97	0,34	2,61	0,40	99,03	7,05	6,57	5,84	0,72	0,68
2642-22а	20,86	47,58	3,72	12,48	1,98	0,42	1,98	0,35	2,56	0,65	2,06	0,34	2,63	0,40	98,01	7,60	6,63	5,36	0,61	0,65
2350-44	17,97	36,54	4,81	16,98	3,03	0,71	2,82	0,47	3,07	0,64	1,8	0,31	2,2	0,34	91,69	6,42	3,73	5,52	1,04	0,74
795-23-4	32,78	78,42	8,14	27,52	3,88	0,65	3,52	0,63	3,9	0,95	2,42	0,43	2,93	0,37	166,54	9,54	5,32	7,56	0,97	0,54
ГС 02-9-1	23,25	57,21	5,64	20,64	4,52	0,79	3,79	0,74	4,2	1,04	3,02	0,46	3,44	0,51	129,25	6,18	3,24	4,57	0,89	0,58
														Медиана	99,03	7,05	5,32	5,52	0,89	0,65
<i>Укская свита</i>																				
Нижняя п/св																				
757-11-11	12,97	25,24	3,09	13,08	2,23	0,39	2,42	0,32	1,86	0,39	1,00	0,16	0,92	0,13	64,18	7,47	3,67	9,47	2,12	0,51
ГС 02-7-1	27,98	64,01	6,70	24,80	4,49	0,86	3,79	0,61	3,74	0,79	2,19	0,34	2,20	0,34	142,86	8,61	3,92	8,60	1,40	0,63
														Медиана	103,52	8,04	3,79	9,04	1,76	0,57
<b>РААС</b>	38,2	79,6	8,83	33,9	5,55	1,08	4,66	0,77	4,68	0,99	2,85	0,40	2,82	0,43	184,76	9,44	4,33	9,15	1,34	0,66

Примечание. Данные для РААС заимствованы из работы [Гейлор, МакЛенан, 1988].

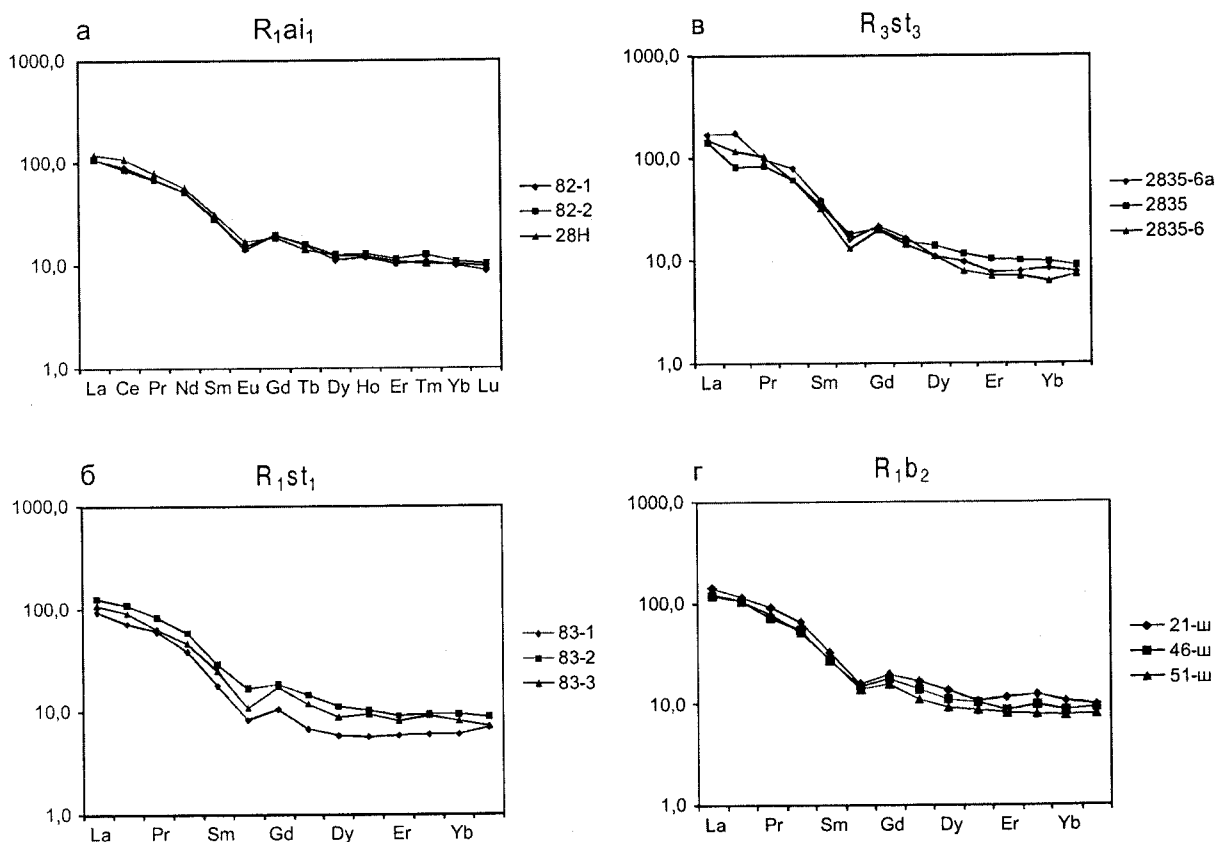


Рис. 3. Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ в глинистых сланцах из основных литостратиграфических уровней бурзянской серии.

Уровни: а – нижеайский; б – нижекусинский; в – половинкинский; г – малобакальский.

### Средний рифей

*Машакский уровень.* Содержания  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в глинистых сланцах машакского уровня примерно то же, что и в РААС. Концентрации  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$ , соответственно, немного выше и ниже, тогда как содержания  $\text{CaO}$  почти на порядок ниже. Хром и скандий присутствуют в несколько больших концентрациях, чем это типично для РААС; напротив, тория значительно меньше. Содержания легких и средних РЗЭ в глинистых сланцах данного подразделения несколько выше, чем в РААС; концентрации тяжелых РЗЭ примерно соответствуют их содержаниям в РААС. Сумма РЗЭ в частных пробах варьирует от немного более 100 г/т (образец А-38) до более 430 г/т (обр. А-113), что обусловлено скорее всего вариациями количества алевро-псаммитовой при-

меси. Однако, медианное значение  $\Sigma\text{РЗЭ}$  в сланцах данного уровня составляет ~ 212 г/т, что типично для большинства глинистых сланцев других уровней типового разреза рифея. Медианные значения отношений  $\text{LREE}/\text{HREE}$  и  $\text{La}_N/\text{Yb}_N$  составляют здесь, соответственно, 8,37 и 6,91 ед. Это заметно ниже того, что, как мы видели выше, типично для глинистых сланцев основания бурзянской серии. Деплетирования тяжелых РЗЭ в глинистых сланцах машакской свиты не наблюдается (рис. 4, а), величина  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  очень близка к ее значению в постархейских сланцах Австралии.

Глинистые сланцы *зигальгинского уровня* имеют меньшие, чем РААС, содержания  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$ .  $\text{K}_2\text{O}$  выше, чем в РААС, остальные петрогенные окислы присутствуют в сопоставимых концентрациях. Содержания тория и скандия в сланцах зигальгинского уров-

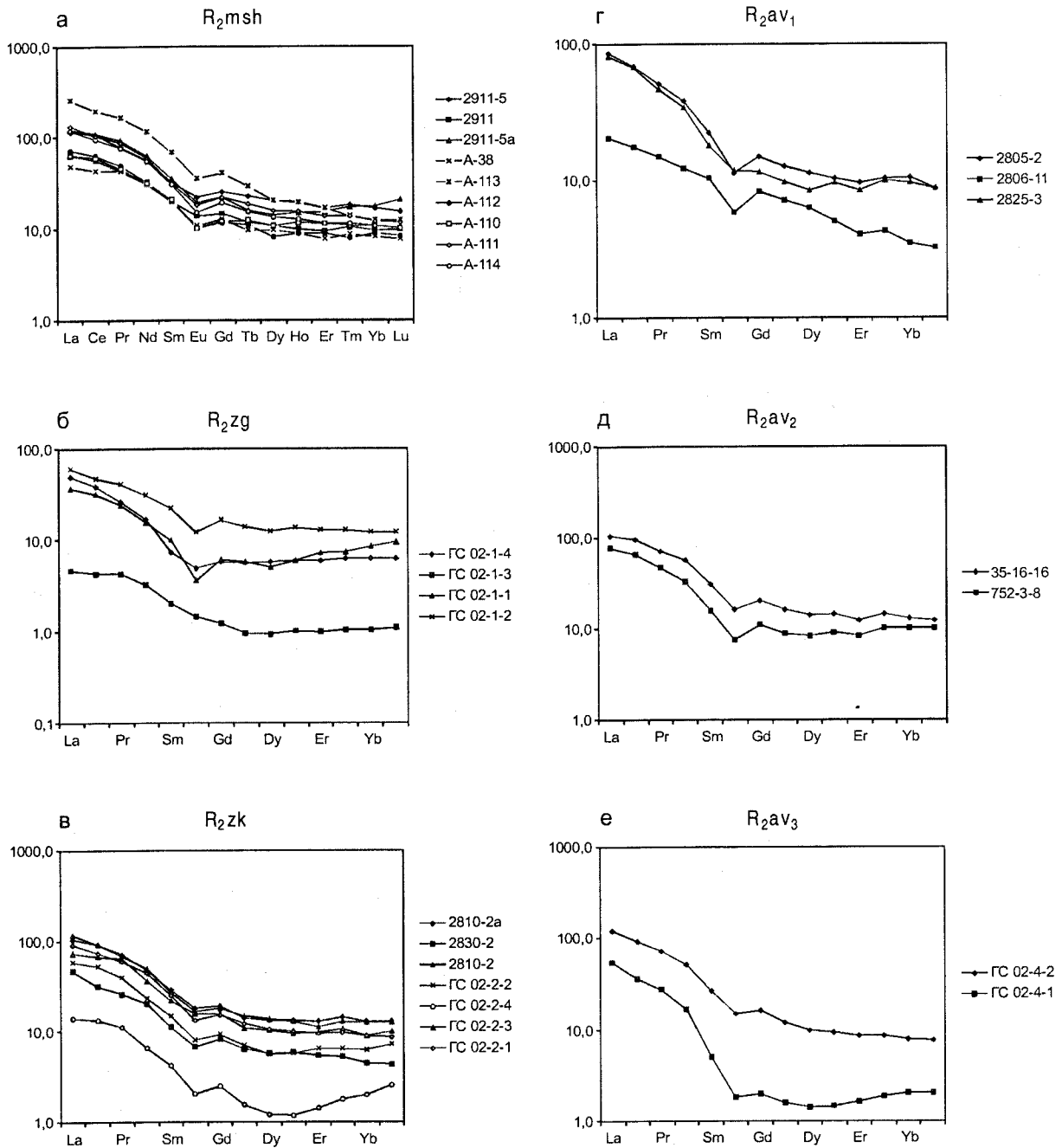


Рис. 4. Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ в глинистых сланцах из основных литостратиграфических уровней юрматинской серии.

Уровни: а – машакский; б – зигальгинский; в – зигазино-комаровский; г – катаскинский; д – малоинзерский; е – ушаковский.

ня примерно в 2 раза ниже, чем в PAAS, а вот концентрация хрома немного выше. Редкоземельные элементы присутствуют в исходно глинистых породах рассматриваемого уровня в заметно более низких, чем в PAAS, концентрациях (~ 76 г/т, что примерно в 2,5–3 раза меньше,

чем, например, на машакском и малоинзерском уровнях юрматиния). Отношения LREE/HREE и  $La_N/Yb_N$  здесь наименьшие для всей юрматинской серии. Минимальное значение имеет и параметр  $Gd_N/Yb_N$ . В образце ГС 02-1-3, отобранном в том же обнажении, что и три других об-

разца данной выборки, отношение Cr/Th достигает 103,93 ед., в образце ГС 02-1-1 – 24,46 ед. Интересно, что при медианном значении  $Eu/Eu^* = 0,69$ , наблюдается существенный разброс данного параметра (от 0,47 до 0,91 ед.), причем аномальные значения европиевого отношения как раз соответствуют двум названным выше пробам. Спектр распределения РЗЭ для образца ГС 02-1-3 имеет очень пологую левую и практически горизонтальную правую ветви (см. рис. 4, б).

В тонкозернистых терригенных породах *зигазино-комаровского уровня* содержания большинства петрогенных окислов соответствует таковому в РААС; только концентрация CaO более чем на порядок ниже, чем в РААС, и немного ниже  $P_2O_5$ . Торий и скандий, как и на подстилающем уровне, присутствуют в меньших, чем в РААС, концентрациях, а хром – имеет более высокое содержание. Содержания всех редкоземельных элементов на данном уровне юрматиния ниже, чем в РААС, однако по сравнению с нижележащими образованиями сумма РЗЭ здесь примерно в два раза выше. Заметно выше здесь и отношения LREE/HREE и  $La_N/Yb_N$ , составляющие, соответственно, 8,59 и 9,21 ед. Деpletирование тяжелых РЗЭ не наблюдается, европиевая аномалия чуть выше типичных для РААС 0,67 ед. В частных образцах последний параметр варьирует от 0,63 до 0,84. Среди всей совокупности проб глинистых сланцев данного уровня намечаются три группы (см. рис. 4, в). Глинистые сланцы первой группы (обр. 2810-2а, 2810-2, ГС 02-2-3 и ГС 02-2-1) характеризуются высоким содержанием РЗЭ (от 150 до 200 г/т), отсутствием деплетирования тяжелых редких земель и повышенными, по сравнению с РААС, значениями европиевой аномалии. В сланцах второй группы (обр. 2830-2 и ГС 02-2-2) сумма редкоземельных элементов не поднимается выше 110 г/т, а отношение  $Eu/Eu^*$  составляет около 0,70. Образец ГС 02-2-4, принадлежащий третьей группе, характеризуется очень низким общим содержанием РЗЭ и по этому критерию мог бы рассматриваться как результат разрушения пород преимущественно ультраосновного и основного состава<sup>6</sup>, однако высокие значения LREE/HREE и  $La_N/Yb_N$ , составляющие, соответственно, 9,68 и 7,05, не позволяют утверждать это вполне уверенно. Показательно, что правая

ветвь спектра распределения РЗЭ для данного образца имеет хорошо выраженный прогиб в области Tb, Dy, Ho и Er. Медианное значение суммы РЗЭ составляет в сланцах рассматриваемого уровня около 150 г/т, что, как мы увидим ниже, типично и для тонкозернистых терригенных пород многих уровней вышележащей авзянской свиты.

*Катаскинский уровень.* Глинистые сланцы данного уровня имеют более высокие, нежели в РААС, содержания  $MgO$  и  $K_2O$ ; концентрации же CaO,  $Na_2O$  и  $P_2O_5$  в них заметно ниже. Содержания хрома здесь сопоставимы с тем, что мы видим в РААС, а тория и скандия немного ниже. Содержания всех редкоземельных элементов, за исключением Eu и Tm, несколько ниже, чем в РААС. Всего изучено три образца глинистых сланцев данного уровня авзянской свиты. Спектры двух из них (2805-2 и 2825-3) достаточно схожи и близки к большинству других спектров РЗЭ в глинистых сланцах типа рифея (см. рис. 4, г), тогда как для образца 2806-11 характерно пониженное общее содержание РЗЭ (~ 46 г/т против 140–150 г/т), заметно менее высокие значения отношений LREE/HREE и  $La_N/Yb_N$ , а также резкое деплетирование тяжелых РЗЭ ( $Gd_N/Yb_N = 2,36$ ), приведшее к тому, что правая ветвь спектра имеет хорошо выраженный наклон. Для данного же образца величина отношения Cr/Th составляет 26,77 ед.

Исходно глинистые породы *малоинзерского уровня* имеют немного более высокое, нежели в РААС, содержание  $Al_2O_3$  и  $MgO$ ; заметно больше здесь  $K_2O$ , тогда как  $Na_2O$  и  $P_2O_5$  – меньше. Торий присутствует в несколько меньшем, а хром и скандий – в несколько большем количестве, чем это типично для РААС. Медианное содержание редкоземельных элементов почти соответствует тому, что наблюдается в РААС. Однако, тонкозернистые алюмосиликокластические породы данного уровня имеют заметный разброс суммарных содержаний РЗЭ в конкретных образцах (от 138 до 211 г/т при медиане 174,88). В то же время величины отношений LREE/HREE и  $La_N/Yb_N$  в них достаточно близки и указывают на размыв зрелой континентальной коры. Спектры РЗЭ характеризуются следующими значениями отношений  $La_N/Sm_N$ ,  $Gd_N/Yb_N$  и  $Eu/Eu^*$  – 4,08, 1,33 и 0,61; общий их

<sup>6</sup> На это же указывает и аномально высокое для данного образца значение отношения Cr/Th = 103,93.

облик определяется преобладанием легких редкоземельных элементов над тяжелыми и отсутствием деплетирования HREE (см. рис. 4, д).

Исходя из медианных значений содержания петрогенных окислов в глинистых сланцах *ушаковского уровня* (2 образца), можно видеть, что для них характерны более низкие, чем в PAAS, содержания  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$ ,  $\text{TiO}_2$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  и более высокие концентрации  $\text{MgO}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . Хром присутствует здесь в больших количествах, а торий в несколько меньших, чем в PAAS; содержание Sc – сопоставимо. Содержания редкоземельных элементов почти сопоставимы с PAAS в ряду их легких членов и заметно меньше для тяжелых. Глинистые сланцы данного уровня различаются практически по всем рассматриваемым нами параметрам: сумма РЗЭ в обр. ГС 02-4-1 почти в три раза меньше, чем в обр. ГС 02-4-2, отношения LREE/HREE,  $\text{La}_N/\text{Sm}_N$  и  $\text{La}_N/\text{Yb}_N$  также отличаются примерно в 2–2,5 раза. Степень деплетирования тяжелых редких земель в обр. ГС 02-4-1 составляет 0,99<sup>7</sup>, тогда как в обр. ГС 02-4-2, отобранном в том же обнажении, достигает 2,04 ед.; правая часть спектра распределения РЗЭ в обр. ГС 02-4-1 имеет хорошо выраженную ложбину в области Tb, Dy, Ho и Er (см. рис. 4, е). Величина отношения Cr/Th для обр. ГС 02-4-2 составляет 11,49, а для обр. ГС 02-4-1 – достигает 26,55 ед. По величине отношения Eu/Eu\* названные образцы также существенно различны.

*Куткурский уровень.* Для глинистых пород данного уровня характерны более низкие, чем у PAAS, содержания  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$  и только  $\text{K}_2\text{O}$  присутствует в большем количестве. Соотношения содержаний Cr, Th и Sc с PAAS те же, что и в сланцах *ушаковской подсерии авзянской свиты*. Содержания легких РЗЭ несколько выше, чем в PAAS, тогда как концентрации тяжелых редкоземельных элементов сопоставимы с PAAS. В отличие от рассмотренного выше *ушаковского уровня юрматиния*, глинистые сланцы и аргиллиты *куткурской подсерии авзянской свиты* обладают всеми параметрами типичных постархейских сланцев: 1) сумма РЗЭ в них немногим выше 200 г/т; 2) отношения LREE/HREE и  $\text{La}_N/\text{Yb}_N$

составляют, соответственно, 9,71 и 11,84; 3) деплетирование тяжелых РЗЭ отсутствует; 4) медианная величина европиевой аномалии составляет 0,67. Все сказанное позволяет предполагать, что в конце авзянского времени в областях сноса происходил размыв пород зрелой континентальной коры.

Сравнивая форму спектров РЗЭ в глинистых сланцах бурзянской и юрматинской серий можно отметить, что если первые имеют весьма однообразный вид и это можно рассматривать как показатель высокой степени смешения поступавшего с палеоводосборов тонкого пелитового материала и значительной удаленности источников сноса от конечного водоема стока, то последние обнаруживают в большинстве случаев вариации как общих содержаний РЗЭ, так и отношений LREE/HREE,  $\text{La}_N/\text{Yb}_N$ ,  $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N$  и др., в том числе и в пределах одного литостратиграфического подразделения (а иногда и одного обнажения, как это можно видеть для *ушаковского уровня*). Это позволяет предполагать существование некоторых различий в схемах питания ранне- и среднерифейского бассейнов осадконакопления терригенным материалом. Относительно однообразные спектры РЗЭ характерны для машакского и куткурского уровней, близки к ним спектры РЗЭ в глинистых сланцах малоинзерского уровня. Для зигальгинского, зигазино-комаровского, катаскинского и *ушаковского уровня* ситуация принципиально иная – при доминировании здесь пород с высокими значениями отношений LREE/HREE и  $\text{La}_N/\text{Yb}_N$ , типичными для глинистых сланцев формировавшихся за счет размыва зрелой континентальной коры, ряд проб обнаруживает очень низкие общие содержания РЗЭ и характеризуется высокими (20–30 ед.) и очень высокими (более 90 ед.) значениями отношения Cr/Th. На наш взгляд, это может указывать на относительно слабое перемешивание тонкой алюмосиликокластики на путях переноса, то есть, по-видимому, близкое положение конечных водоемов стока и областей размыва и существование в рассматриваемые отрезки времени в области сноса, наряду с кислыми магматическими образованиями пород основного и ультраосновного состава.

<sup>7</sup> Как и ряд «аномальных» образцов из нижележащих уровней среднего рифея, образец ГС 02-4-1 характеризуется повышенной величиной параметра Cr/Th = 26,55.

## Верхний рифей

*Бирьянский уровень.* Глинистые сланцы и аргиллиты данного уровня характеризуются заметно меньшими, чем у PAAS, содержаниями CaO и Na<sub>2</sub>O; концентрация TiO<sub>2</sub> в них только немного меньше. Напротив, содержание K<sub>2</sub>O в них заметно выше чем в PAAS. Содержания Th, Cr и Sc по сравнению с PAAS несколько повышены. Содержания легких РЗЭ в сланцах и аргиллитах примерно те же, что характерны для PAAS; содержания средних и тяжелых РЗЭ, напротив, выше, чем в постархейских глинистых сланцах Австралии. Изученные нами 7 образцов глинистых сланцев данного уровня принадлежат, исходя из ряда особенностей РЗЭ, к двум группам (рис. 5, а). К первой из них, характеризующейся медианным значением суммы РЗЭ ~ 190 г/т и величинами LREE/HREE, (La/Yb)<sub>N</sub>, (Gd/Yb)<sub>N</sub> и Eu/Eu\*, соответственно, 6,89, 7,86, 1,57 и 0,62 ед., типичными, как мы видели выше, для большинства исходно глинистых пород бурзянской и юрматинской серий, принадлежит 6 образцов. Вторая группа представлена только одним образцом (ГС 99-18-4), отобранным в привершинной части хр. Зильмердак в районе 100/122 км автотрассы Уфа-Белорецк; для него характерно чрезвычайно низкое общее содержание РЗЭ и аномально низкие (по сравнению со всех выборкой образцов глинистых пород типа рифея) значения параметров LREE/HREE, La<sub>N</sub>/Sm<sub>N</sub> (1,09) и (La/Yb)<sub>N</sub>. Для этой же пробы наблюдается очень высокое значение отношения Cr/Th = 136,33. Учитывая наличие в песчаниках и алевролитах бирьянской подсвиты в этом районе многочисленных тонких прослоек естественного шлиха, представленного магнетитом, ильменитом, рутилом и другими тяжелыми минералами, можно предположить, что в источниках сноса в самом начале каратавия появились и породы мафит-ультрамафитового ряда.

*Нугушский уровень.* Содержания MgO и K<sub>2</sub>O в исходно глинистых породах данного уровня несколько превышают те, что характерны для PAAS, тогда как CaO и TiO<sub>2</sub> – немного ниже. Концентрации тория и скандия в аргиллитах несколько ниже, а хрома – немного выше, чем в PAAS. Содержания РЗЭ в отличие от большинства охарактеризованных выше уровней типа рифея почти в точности соответствуют тем, что присущи PAAS. Из четырех проанализирован-

ных образцов глинистых сланцев данного уровня три имеют сходный облик спектров распределения РЗЭ (см. рис. 5, б), а один (обр. ГС 02-5-1) характеризуется очень низким общим содержанием редкоземельных элементов (~ 25 г/т) и величиной отношения Cr/Th > 90. Для образцов первой группы характерно суммарное содержание РЗЭ варьирующее от 180 до 227 г/т, параметры LREE/HREE, (La/Sm)<sub>N</sub>, (La/Yb)<sub>N</sub>, (Gd/Yb)<sub>N</sub> и Eu/Eu\* составляют, соответственно, более 7 ед., от 3,18 до 3,85, более 7,78, более 1,42, но менее 1,76 и 0,57–0,65, что примерно сопоставимо с их значениями в подавляющем большинстве других проб глинистых сланцев типа рифея. Те же параметры для образца ГС 02-5-1 составляют 6,73, 2,87, 4,82, 0,96 и 0,59. Как и в случае других проб с аномально высокими значениями отношения Cr/Th, данный образец имеет существенно менее крутой наклон в области легких и средних редких земель, а правая ветвь спектра характеризуется отчетливо выраженной ложбиной в области Tb, Dy, Ho и Er.

Для аргиллитов *бедерьшинского уровня* вариации содержаний петрогенных окислов аналогичны тем, что присущи исходно глинистым породам нугушской подсвиты. Содержание Th сопоставимо с тем, что характерно для PAAS; концентрации Cr и Sc – чуть-чуть выше. Все редкоземельные элементы присутствуют в несколько больших, чем в PAAS, концентрациях. Рассматриваемый уровень каратавия охарактеризован пятью образцами, отобранными в различных районах Башкирского мегантиклинория. Для всех них спектры распределения РЗЭ имеют значительное сходство и подобны большинству других спектров в глинистых сланцах из охарактеризованных выше литостратиграфических уровней стратотипического разреза рифея (медианные значения суммы РЗЭ и отношений LREE/HREE, (La/Sm)<sub>N</sub>, (La/Yb)<sub>N</sub>, (Gd/Yb)<sub>N</sub>, Eu/Eu\* составляют, соответственно 221,33, 7,80, 3,75, 8,16, 1,49 и 0,64 ед.). Величина отношения Cr/Th варьирует от 7,93 до 11,21; медианное ее значение равно 8,78. Форма спектров стандартная для большинства постархейских глинистых сланцев [Тейлор, МакЛеннан, 1988; Condie, 1993 и др.] – левые их ветви характеризуются достаточно крутым наклоном, тогда как правые имеют очень пологий наклон в сторону наиболее тяжелых РЗЭ (см. рис. 5, в).

*Катавский уровень* представлен в нашем банке данных всего двумя образцами. Аргиллиты катавской свиты имеют повышенные про-



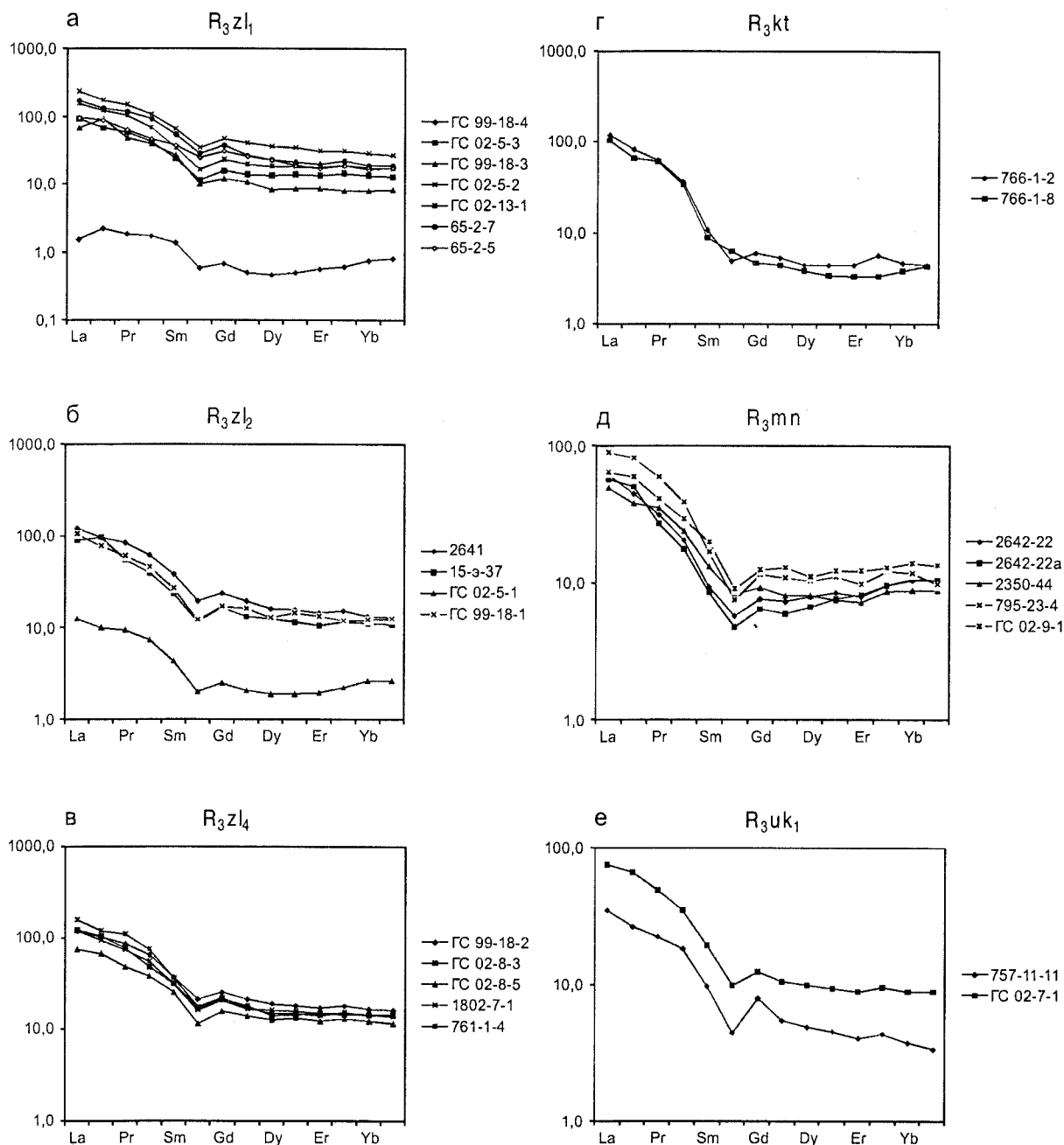


Рис. 5. Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ в глинистых сланцах из основных литостратиграфических уровней каратауской серии.

Уровни: а – бирьянский; б – нугушский; в – бедерышинский; г – катавский; д – миньярский; е – нижнеукский.

тив PAAS содержания  $Al_2O_3$ , CaO и  $K_2O$ ; в то же время в них заметно меньше MgO и  $Na_2O$ . Содержания Th, Cr и Sc имеют те же особенности, что и на бедерышинском уровне. Концентрации La, Ce и Pr сопоставимы с теми, что мы видим в PAAS, тогда как все другие РЗЭ присутствуют здесь в существенно меньшем коли-

честве. Соответственно, спектры распределения РЗЭ в аргиллитах данного уровня весьма сходны друг с другом и заметно отличаются от большинства других спектров глинистых сланцев типа рифея благодаря весьма низким концентрациям тяжелых редкоземельных элементов (см. рис. 5, г). Медианные значения отношений

LREE/HREE и  $(La/Yb)_N$  достигают на этом уровне каратавия максимальных для всего типового разреза рифея величин, составляя, соответственно, 22,49 и 26,29. Медианное значение  $Eu/Eu^*$  также существенно выше тех, что присущи PAAS и NASC. Показательно, что для образца 766-1-8 европиевая аномалия практически не выражена (0,98 ед.), что сближает его спектр со спектрами архейских пелитов.

*Инзерский уровень* охарактеризован 9 образцами, два из которых принадлежат самой нижней части свиты, четыре представляют средние и верхние ее горизонты, а еще три – это тонкая (< 0,002 мм) фракция аргиллитов из средней части свиты. Аргиллиты из нижней части инзерской свиты по сравнению с PAAS имеют существенный дефицит только CaO; для MgO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O и TiO<sub>2</sub> вариации содержаний в ту и другую стороны также есть, но они не столь значительны. Меньше здесь и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Содержания Th, Cr и Sc также почти равны тем, что характерны для PAAS; это же можно сказать и про все редкоземельные элементы. Аргиллиты средней и верхней частей свиты имеют, за исключением P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, практически те же, что и в PAAS, содержания основных петрогенных окислов, Th, Cr и Sc. Содержания большинства редкоземельных элементов чуть чуть выше, чем в PAAS. Анализ основных параметров РЗЭ и их спектров (рис. 6) для образцов первых двух из указанных выше групп показывает их весьма большое сходство, а основным отличием выступает более низкое общее содержание РЗЭ в аргиллитах нижней части инзерской свиты. Высокие значений отношений LREE/HREE и  $(La/Yb)_N$  (7,78-9,42 и 7,78-9,44) позволяют предполагать размыв зрелой континентальной коры; на это же указывает и величина отношения  $Eu/Eu^*$ , не поднимающаяся во всех трех названных группах выше 0,57 ед. Медианное значение отношения Cr/Th во всех трех группах не превышает 6,9 ед.

Интересно сравнить спектры РЗЭ валовых проб аргиллитов инзерской свиты и тонкой их фракции (см. рис. 6, б, в). Практически единственным отличием тонкой фракции являются несколько более высокие содержания в ней тяжелых РЗЭ и, соответственно, чуть более низкие значения отношений LREE/HREE и  $La_N/Yb_N$ ; все остальные параметры спектров тонкой фракции и валовых проб достаточно близки, как близок и их общий облик.

*Миныйарский уровень* в наших первых публикациях был охарактеризован всего одной пробой (обр. 2642-22) и, исходя из порогового значения  $(La/Yb)_N$  J4, предполагалось, что в областях размыва в миныйарское время существенную роль играли основные и средние породы [Маслов и др., 2000]. Расширение банка данных до

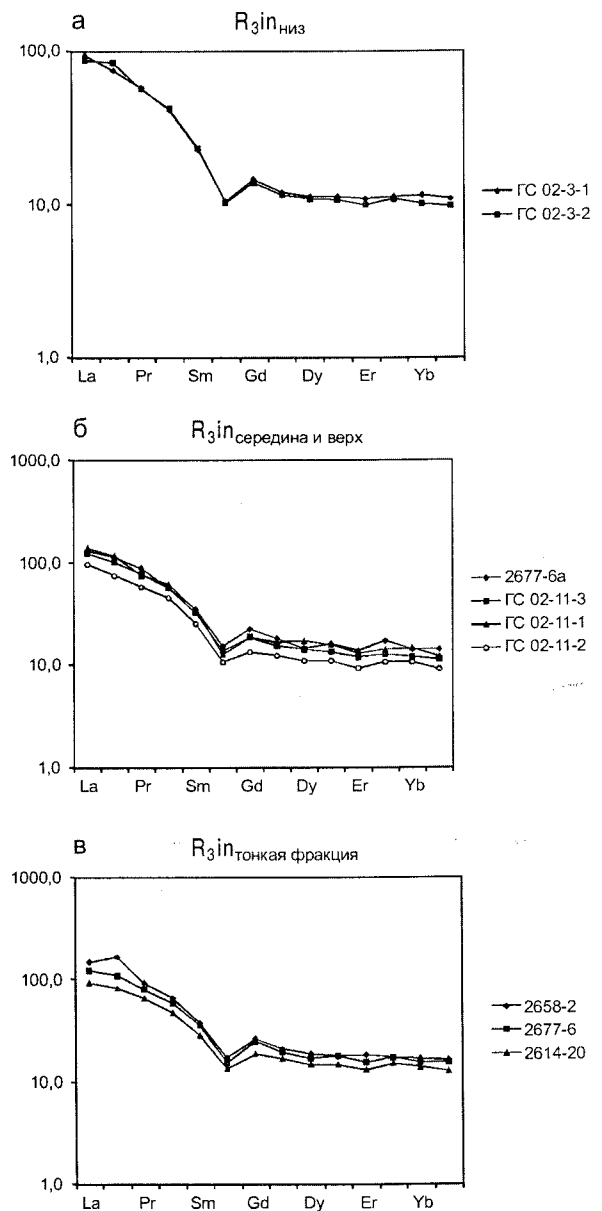


Рис. 6. Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ в глинистых сланцах инзерской свиты каратауской серии.

Уровни: а – нижние горизонты свиты; б – средние и верхние горизонты; в – тонкая фракция.

5 образцов не внесло каких-либо существенных поправок в ранее опубликованные материалы. По сравнению с PAAS аргиллиты миньярского уровня имеют более высокие содержания CaO, MgO и K<sub>2</sub>O, и более низкие концентрации Na<sub>2</sub>O, Fe<sub>2</sub>O<sub>3total</sub> и TiO<sub>2</sub>. Хрома в аргиллитах чуть-чуть больше, чем в PAAS, скандия немного меньше, а содержание Th вполне сопоставимо. Сумма РЗЭ (медианное значение) составляет в аргиллитах рассматриваемого уровня примерно 100 г/т, что почти в 1,7 раза меньше средних для глинистых сланцев и аргиллитов типового разреза рифея значений (см. ниже): концентрации легких и средних редкоземельных элементов ниже, чем это типично для PAAS, содержание тяжелых РЗЭ почти сопоставимо. Значения отношений LREE/HREE и (La/Yb)<sub>N</sub> здесь также заметно ниже (7,05 и 5,52 против, соответственно, 8,66 и 8,62). Показательно и заметное деpletирование тяжелых редкоземельных элементов (Gd<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> = 0,89) (см. рис. 5, д). Все сказанное позволяет нам, как и ранее [Маслов и др., 2000], считать, что в образовании аргиллитов миньярского уровня существенную роль играли породы основного и ультраосновного состава. Вместе с тем максимальная величина отношения Cr/Th для аргиллитов данного уровня не превышает 9,38; медианное же значение составляет всего 6,88 ед.

*Нижнеуекский уровень.* По сравнению с PAAS такие петрогенные окислы как CaO и K<sub>2</sub>O присутствуют в аргиллитах данного уровня в больших концентрациях, а Na<sub>2</sub>O, Fe<sub>2</sub>O<sub>3total</sub> и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – в меньших. Содержание Th по сравнению с PAAS немного понижено, скандия заметно ниже, а Cr – сопоставимо. Все редкоземельные элементы присутствуют в заметно меньшем количестве, чем в PAAS. Для нижнеуекского уровня нами проанализировано всего два образца. Спектр одного из них (ГС 02-7-1) сопоставим со спектрами большинства других литостратиграфических подразделений каратавия. Спектр второго (757-11-11) определяется заметным деpletированием тяжелых элементов (Gd<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> = 2,12) и весьма низким значением отношения Eu/Eu\* (0,51 ед.) (см. рис. 5, е).

## Вариации индикаторных отношений петрогенных элементов в глинистых сланцах и аргиллитах типового разреза рифея

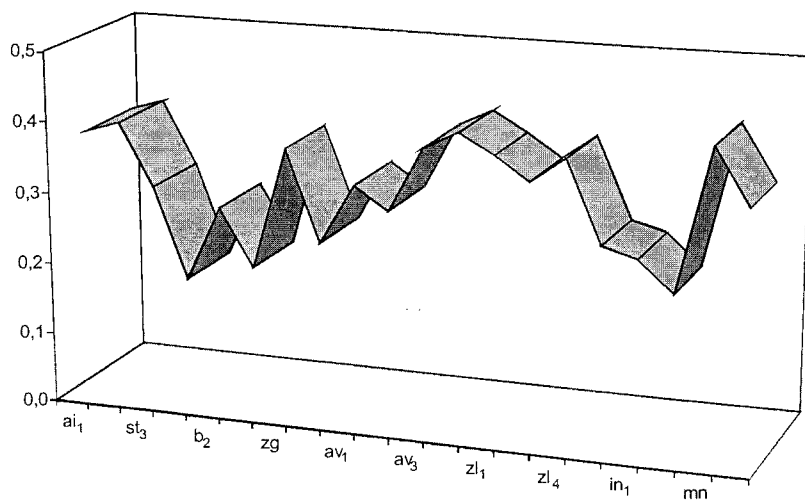
Содержания и отношения петрогенных окислов в глинистых породах отражают в первую очередь их минеральный состав, который во многом зависит от процессов химического выветривания на водосборах и постседиментационного преобразования осадков [Ронов, Хлебникова, 1961; Ронов и др., 1965; Юдович, Кетрис, 2000; Интерпретация геохимических..., 2001; Nesbitt, Young, 1982; Cox et al., 1995; Lee, 2002 и др.]. Так, например, величина отношения K<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> может рассматриваться как индикатор первичного состава глинистых пород, поскольку значения данного параметра в глинистых минералах и полевых шпатах заметно отличается. В первых величина K<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> варьирует от 0,0 до 0,3 ед., тогда как в полевых шпатах она существенно выше – от 0,3 до 0,9 [Cox et al., 1995]<sup>8</sup>. Из сказанного следует, что при значениях K<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в глинистых сланцах и аргиллитах какого-либо из литостратиграфических подразделений выше 0,3 ед., можно предполагать, что формирование таких исходно глинистых пород происходило при существенном привносе в область седиментации петрогенного («first-cycle») гранитного материала.

Если обратиться к анализу вариаций данного отношения в глинистых сланцах типового разреза рифея, то мы увидим, что в нем присутствуют три хорошо выраженных уровня, для которых со всей определенностью можно предполагать привнос в область осадконакопления кислого петрогенного материала. К числу этих уровней принадлежат нижнеайский и нижнекусинский, зигальгинский, авзянский, зильмердакский и миньярско-нижнеуекский (рис. 7). Наличие на нижнеайском и зильмердакском уровнях глинистых пород с величиной отношения K<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> > 0,3 ед. вполне хорошо коррелируется с присутствием здесь же аркозовых песчаников, тогда как для зигальгинского, авзянского и миньярско-нижнеуекского уровней этот феномен требует особого обсуждения.

<sup>8</sup> Следует, однако, помнить, что в теоретическом составе гидрослюда-мусковит отношение K<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> достигает иногда 0,42 [Петтиджон и др., 1976]; близкие к данному составу сланцы наблюдаются в типовом разрезе рифея на зигальгинском и миньярском уровнях [Подковыров, 2001].

Рис. 7. Вариации медианных значений величины отношения  $K_2O/Al_2O_3$  в глинистых сланцах и аргиллитах рифея в рамках «условного времени».

$ai_1$  – нижнее подразделение айской свиты;  $st_3$  – половинкинская подсвита;  $b_2$  – малобакальская подсвита;  $zg$  – зигальгинская свита;  $av_1$  – каташкинская подсвита;  $av_3$  – ушаковская подсвита;  $zl_1$  – бирьянская подсвита;  $zl_4$  – бедерьшинская подсвита;  $in_1$  – нижние горизонты инзерской свиты;  $mn$  – миньярская свита.



Основываясь на общем характере кривой вариации отношения  $K_2O/Al_2O_3$ , в истории формирования тонкозернистых терригенных осадков может быть намечено несколько крупных циклов. Первый из них обнимает интервал от начала формирования осадочных последовательностей рифея Башкирского мегантиклинория (~ 1630–1600 млн лет назад) до зильмердакского времени (~ 1000–950 млн лет). В течение этого цикла отношение  $K_2O/Al_2O_3$  понизилось от 0,38–0,39 до 0,17 (глинистые сланцы макаровской подсвиты бакальской свиты), а затем вновь достигло исходных высоких значений. Накопление тонкозернистых терригенных пород начала данного цикла происходило за счет размыва зрелой раннепротерозойской континентальной коры. Вероятно впоследствии она в той или иной степени подверглась деструкции, сопровождавшейся (?) становлением комплексов магматических пород основного и ультраосновного состава. Второй цикл охватывает авзянско-укский интервал. Авзянско-зильмердакский максимум  $K_2O/Al_2O_3$  связан, на наш взгляд, с гренвилевскими событиями, во время которых верхняя кора расположенного к западу от Волго-Уральской области и Башкирского мегантиклинория Средневожского мегаблока Русской платформы подверглась процессам интенсивной ремобилизации [Богданова, 1986 и др.]. Последующий спад отношения  $K_2O/Al_2O_3$  отражает деструкцию палеоконтинента Родиния и возможно связанное с ним появление на палеоводосборах основных магматических пород. К концу рифея вновь наблюдается отчетливое нарастание зрелости коры в областях размыва.

Величина химического индекса изменения ( $CIA = [Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)] \times 100$ ) варьирует в целом по разрезу рифея от 75–76 ед. до 60–61 ед. (рис. 8); для тонкозернистых терригенных пород большинства уровней она не превышает 70 ед., что, как предполагается [Nesbitt, Young, 1982; Visser, Young, 1990], является пороговым значением, разделяющим отложения формировавшиеся в условиях гумидного ( $CIA > 70$ ) и семиаридного или аридного ( $CIA < 70$ ) климата [Маслов, Гареев, 1999]. Как уже было показано нами ранее, наиболее зрелыми в разрезе рифея являются породы бакальского, машакского и инзерского уровней. Достаточно близки к ним и образования зигальгинско-авзянского интервала. В целом для типового разреза рифея можно наметить очень яркий тренд от гумидных высокозрелых отложений конца бурзяния-начала юрматиния к существенно менее зрелым породам конца зильмердакского времени. Предваряется этот цикл интервалом формирования относительно незрелых пород (айское и саткинское время). Начало второго подобного цикла пришлось на инзерское время; в дальнейшем мы, также как и в предшествующем цикле, видим постепенное снижение значений индекса CIA (миньярский уровень ~65, нижеукский ~ 62 ед.).

Еще одним показателем степени зрелости состава глинистых отложений является индекс  $ICV = (Fe_2O_3 + K_2O + CaO + MgO + MnO + TiO_2)/Al_2O_3$ , предложенный Р. Коксом с соавторами [Cox et al., 1995]. Породы с высокими значениями данного индекса, рассматриваемые названными авторами как незрелые, типичны для тектонически

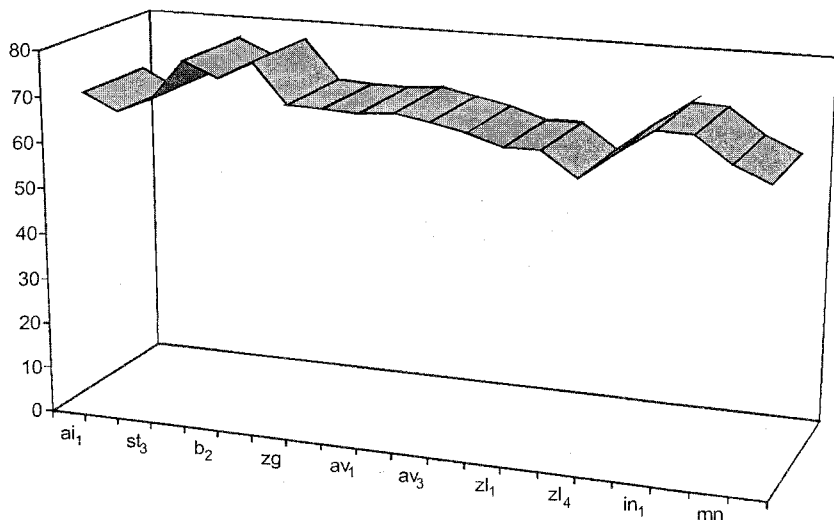


Рис. 8. Вариации медианных значений индекса CIA в глинистых сланцах и аргиллитах рифея в рамках «условного времени».

Расшифровку индексов см. на рис. 7.

активных областей и, как правило, характеризуют «first-cycle» образования [van der Kamp, Leake, 1985; Lee, 2002]. Зрелые по составу породы с низкими значениями IVC характеризуют тектонически спокойные кратонные обстановки, в которых процессы рециклинга и выветривания были проявлены в полной мере [Weaver, 1989]. Однако сходные с ними образования могут быть сформированы и в результате интенсивного химического выветривания «first-cycle» отложений.

В типовом разрезе рифея в интервале «айско-саткинский – зигальгинский уровень» наблюдается, за некоторыми исключениями, постепенное уменьшение значений параметра IVC от 0,87–1,0 до 0,61. Выше по разрезу, вплоть до бедерьшинского уровня верхнего рифея, индекс IVC увеличивается, достигая в конце названного интервала 1,16 ед. Далее, начиная с катавского и вплоть до раннеукского времени, индекс IVC ведет себя относительно стабильно и не выходит за рамки интервала 0,79–0,97. Таким образом, исходя из особенностей изменения индекса IVC снизу вверх по стратотипическому разрезу рифея, можно видеть, что максимально зрелыми являются тонкозернистые терригенные образования макаровской подсвиты бакальской свиты и зигальгинской свиты (значения IVC, соответственно, 0,73 и 0,61). Несколько менее зрелыми представляются глинистые сланцы авзянской свиты (за исключением пород катавского уровня) и катавского уровня. Максимально незрелыми мож-

но считать глинистые сланцы и аргиллиты нугушской и бедерьшинской подсвит зильмердакской свиты верхнего рифея, в которых величина индекса IVC достигает 1,13–1,16 ед.

#### Вариации отношений Cr/Th и Th/Sc в глинистых сланцах и аргиллитах типа рифея

Для реконструкции состава областей питания предложено несколько отношений крупноионных литофильных и высокозарядных элементов [McLennan, 1989; Wronkiewicz, Condie, 1990; Condie, 1993; Taylor, McLennan, 1995 и др.] (табл. 3). По данным приведенным в работе [Condie, Wronkiewicz, 1990], одним из наиболее чувствительных индикаторов состава областей сноса является отношение Cr/Th, отражающее влияние главным образом локальной тектоники и состава локальных источников сноса. В тоже время считается, что вариации отношения Cr/Th в пелитах могут не быть напрямую связаны с вариациями состава источников сноса, т.к. содержания хрома в тонкозернистых терригенных осадках в ряде случаев меняются в процессах выветривания и переноса. Однако корреляция Cr/Th с Sc/Th или Th/Sc позволяет считать, что названное отношение отражает главным образом вариации состава пород в источниках сноса<sup>9</sup>. Величина данного отношения в PAAS составляет 7,5 ед. Учитывая, что PAAS

<sup>9</sup> По данным приведенным в работе [Condie, Wronkiewicz, 1990], хотя отношение Cr/Th в глинистых сланцах и не соответствует непосредственно величине данного отношения в породах источников сноса, оно, вероятно, все же имеет значительную корреляцию с ним.

Таблица 3

Пределы вариаций ряда индикаторных отношений элементов в продуктах выветривания различных по составу источников сноса, верхней и нижней континентальной и океанической коре, по данным [Тейлор, МакЛеннан, 1988; Cullers, 1995; Mongelli et al., 1996; Rottura et al., 1989; Spadea et al., 1980]

Источники сноса /отношения	La/Sc	Th/Sc	Th/Co	Cr/Th	Eu/Eu*
Доминирование в источниках сноса гранитоидов	4,8-55,0	0,6-32,0	~ 5,5	0,43-6,0	0,32-0,65
Доминирование в источниках сноса амфиболитов при подчиненной роли пород кислого состава	0,04-0,09	0,005-0,006	-	1,1-1,15	0,9-1,08
Известково-щелочные гранитоиды	-	-	-	0,8-5,4	0,71-1,4
Офиолиты	0,19-0,32	0,015-0,02	0,012-0,018	260-560	0,98-1,02
Верхняя континентальная кора	2,7	1,0	1,11	3,3	0,61
Нижняя континентальная кора	0,3	0,03	0,03	222	1,07
Океаническая кора	0,1	0,006	0,005	1227	1,02

в современных геохимических построениях рассматривается как отражение усредненного состава постархейской верхней коры, можно считать, что глинистые сланцы и аргиллиты, характеризующиеся значениями отношения  $Cr/Th < 7,5$ , формировались за счет размыва областей сноса, сложенных преимущественно достаточно высоко дифференцированными породами кислого состава, тогда как более высокие значения данного параметра указывают на существование на палеоводосборах пород основного или ультраосновного состава. На рис. 9 показан характер вариаций медианных значений отношения  $Cr/Th$  для каждого из рассматриваемых нами литостратиграфических подразделений типового разреза рифея. Из анализа этого рисунка следует, что только для инзерско-миньярского времени позднего рифея, в глинистых сланцах и аргиллитах которого медианы отношения  $Cr/Th$  составляют менее 7,5 ед., можно предполагать, что области палеоводосборов были представлены почти исключительно породами кислого состава; в раннем и среднем рифее интегральный состав областей размыва был, по всей видимости, заметно менее зрелым.

Еще одним показателем состава областей размыва выступает, как известно, отношение  $Th/Sc$ . В среднем постархейском австралийском сланце это отношение составляет порядка 0,91 ед. [Тейлор, МакЛеннан, 1988]. В типовом

разрезу рифея более высокие, чем в PAAS, значения данного отношения наблюдаются только в глинистых сланцах и аргиллитах зигальгинского, нижнеинзерского и миньярского уровней (см. рис. 9). Это указывает, что во время накопления тонкозернистых терригенных осадков названных уровней состав пород в источниках сноса был более зрелым, нежели состав пород, за счет размыва которых был сформирован PAAS. Однако даже максимальная величина отношения  $Th/Sc$ , типичная для сланцев миньярского уровня каратавия, не достигает значений, характерных для таких высоkozрелых пород верхней коры как граниты [Тейлор, МакЛеннан, 1988].

#### Вариации содержаний и спектров РЗЭ в глинистых сланцах и аргиллитах типа рифея

Основная масса РЗЭ в тонкозернистых обломочных породах связана, как известно, с глинистой фракцией [Тейлор, МакЛеннан, 1988; Condie, 1993; McLennan et al., 1993 и др.], однако в ряде случаев некоторое или существенное количество РЗЭ может контролироваться также аксессуарными минералами и/или фосфатными фазами (апатит, ксенотим и др.).

Нами выполнен расчет и анализ коэффициентов парной корреляции между  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $K_2O$ ,  $P_2O_5$ , Zr, с одной стороны, и суммой РЗЭ, а

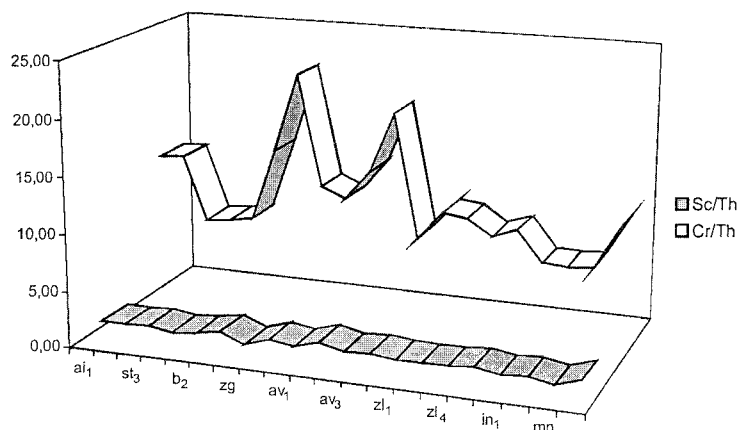


Рис. 9. Вариации медианных значений отношений Cr/Th и Th/Sc в глинистых сланцах и аргиллитах нижнего, среднего и верхнего рифея Башкирского мегантиклинория.

Расшифровку индексов см. на рис. 7.

также содержаниями La и Yb – с другой, для глинистых сланцев и аргиллитов некоторых литостратиграфических подразделений стратотипического разреза рифея. Так, для бакальской свиты основными носителями РЗЭ являются, по всей видимости, акцессорные минералы, в частности циркон и фосфатные фазы. Для тонкозернистых терригенных пород машакского уровня характерна хорошо выраженная положительная корреляция между La, тяжелыми РЗЭ и их суммой и  $P_2O_5$ . В глинистых сланцах и аргиллитах авзянской свиты наблюдается слабая положительная корреляция между  $K_2O$  и  $Al_2O_3$ , с одной стороны, и суммой РЗЭ, а также содержаниями La и Yb – с другой. С  $P_2O_5$ , указанные компоненты, напротив, имеют более сильную положительную взаимосвязь (табл. 4). Это позволяет предполагать, что носителями РЗЭ на данном уровне типового разреза являлись и глинистые минералы и фосфатные фазы. Наконец, на зильмердакской уровне между суммой РЗЭ, La и Yb, с одной стороны, и  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ ,  $P_2O_5$  и Zr, с другой, наблюдается слабая положительная корреляция, тогда как Ti-содержащие фазы в общем содержание РЗЭ в глинистых сланцах и аргиллитах вклада не вносят. Следовательно, здесь носителями РЗЭ в разных пропорциях являлись и глинистые минералы, и фосфатные фазы и акцессории. Подобная ситуация является вполне типичной и для многих других осадочных последовательностей различного возраста [Hassan et al., 1999; Bauluz et al., 2000; Lee, 2002 и др.].

При анализе спектров РЗЭ мерой соотношения кислых и основных пород в источниках сноса выступает величина дифференциации легких и тяжелых редких земель (отношения LREE/HREE,  $La_N/Yb_N$ <sup>10</sup> и др.) [Тейлор, МакЛеннан, 1988; Yang et al., 1998]. Значения отношения  $La_N/Yb_N < 4$ <sup>11</sup> и пологий общий облик кривых РЗЭ ( $Gd_N/Yb_N$  до 1,5)<sup>12</sup> позволяют предполагать существенную роль в источниках сноса магматических пород основного состава, тогда как при величине  $(La/Yb)_N > 8$  считается, что в областях питания преобладали кислые магматические образования. Более высокие значения отношения  $La_N/Yb_N$  (20 и выше) указывают на доминирование в верхней коре гранитоидов [Wronkiewicz, Condie, 1990]. Существенную помощь оказывает также информация о сумме РЗЭ в конкретных пробах глинистых сланцев и аргиллитов и величине отношения  $Eu / Eu^* = Eu_N / \sqrt{(Sm_N \times Gd_N)}$ .

Сумма редкоземельных элементов в глинистых сланцах типового разреза рифея варьирует от 69–75 г/т (миньярский и зигальгинский уровни) до 249 г/т (половинкинская подсвита саткинской свиты). Снизу вверх в разрезе рифея можно видеть несколько тенденций: 1) с айского по зигальгинский уровень сумма РЗЭ в тонкозернистых терригенных породах отчетливо снижается; 2) с зигазино-комаровского уровня по бирьянский наблюдается ее рост; 3) с нугушского уровня по нижеуковский сумма РЗЭ вновь снижается. Если считать, что макси-

<sup>10</sup> Отношение  $La_N/Yb_N$  характеризует общий наклон спектра распределения РЗЭ и косвенным образом свидетельствует о составе пород источников сноса.

<sup>11</sup> С. МакЛеннан и др. [McLennan et al., 1984] используют даже более жесткое пороговое значение ( $< 1$ ).

<sup>12</sup> Отношение  $Gd_N/Yb_N$ , свидетельствует о степени деплетированности тяжелых РЗЭ и показывает степень пологости спектра в области тяжелых лантаноидов.

мальные содержания РЗЭ в глинистых сланцах и аргиллитах типового разреза связаны с размывом пород кислого состава, а минимумы приурочены к эпохам денудации областей сложных в том числе и породами основного состава, то можно сделать вывод об определенной или существенной роли последних на палеоводосборах во время накопления отложений зигальгинской и миньярской свит. Все остальное время на палеоводосборах преобладали, по-видимому, породы кислого состава.

Вариации отношений LREE/HREE и  $La_N/Yb_N$  снизу вверх по стратотипическому разрезу рифея достаточно симбатны (рис. 10). Максимальные значения обоих отношений характерны для глинистых сланцев и аргиллитов половинкинской подсвиты саткинской свиты, ушаковского уровня авзянской свиты и катавской свиты. Минимальные значения названных параметров наблюдаются в тонкозернистых терригенных породах зигальгинской и миньярской свит, а также бирьянской подсвиты зильмердакской свиты. Медианное значение отношений LREE/HREE и  $La_N/Yb_N$  составляют, соответственно, 8,8 и 9,0 ед. Это указывает на преобладание в областях размыва на протяжении практически всего рифея достаточно зрелой континентальной коры.

Европиевая аномалия по своему медианному значению в целом для тонкозернистых алюмосиликокластических пород типа рифея (0,64 ед.) очень близка к той, что характерна для РААС (0,67). Она минимальна в глинистых сланцах половинкинской подсвиты саткинской свиты (0,55) и максимальна в аргиллитах катавского уровня (0,80). Каких-либо определенных закономерностей в изменении величины отно-

Таблица 4

Значения коэффициентов корреляции между некоторыми петрогенными окислами и РЗЭ в глинистых сланцах авзянской свиты среднего рифея

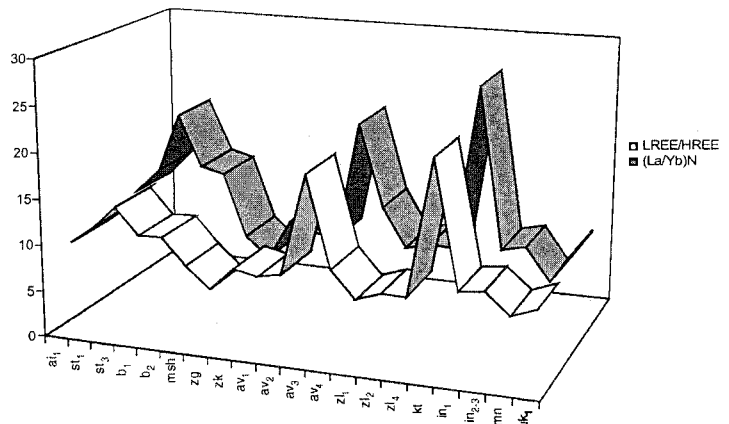
Оксиды, элементы	Коэффициент корреляции
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,24
sum REE	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,22
Yb	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,20
La	
K <sub>2</sub> O	0,13
sum REE	
K <sub>2</sub> O	-0,19
Yb	
K <sub>2</sub> O	0,30
La	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,77
sum REE	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,69
Yb	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,70
La	

шения Eu/Eu\* в глинистых породах снизу вверх по разрезу рифея нет (рис. 11).

Какого-либо существенного деплетирования тяжелых элементов ( $Gd_N/Yb_N$ ) в глинистых сланцах и аргиллитах всего разреза рифея, за исключением половинкинского, малобакальского и миньярского уровней не наблюдается. Медианное значение отношения  $Gd_N/Yb_N$  в тонкозернистых алюмосиликокластических породах типа рифея составляет 1,52. Характер распределения  $Gd_N/Yb_N$  снизу вверх по разрезу определяется двумя достаточно хорошо выраженными

Рис. 10. Вариации медианных значений отношений LREE/HREE и  $La_N/Yb_N$  снизу вверх по стратотипическому разрезу рифея.

kt – катавская свита; in<sub>2,3</sub> – средние и верхние горизонты инзерской свиты; uk<sub>1</sub> – нижеукуская подсвита. Остальное см. на рис. 7.





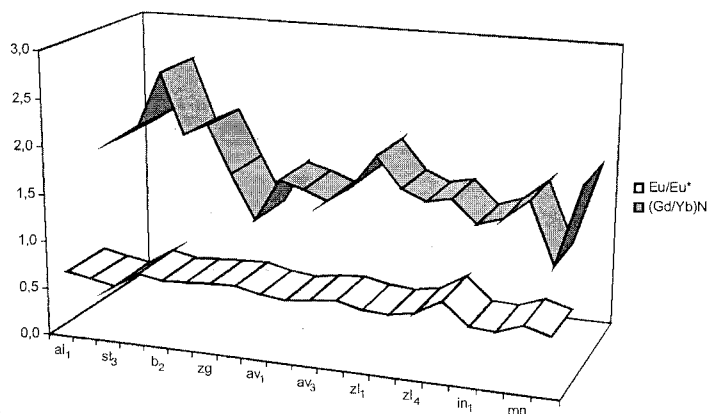


Рис. 11. Вариации медианных значений отношений  $Eu/Eu^*$  и  $Gd_N/Yb_N$  в глинистых сланцах и аргиллитах типа рифея в рамках «условного времени». Расшифровку индексов см. на рис. 7.

ми трендами: с начала рифея и примерно до времени накопления отложений зигальгинского уровня происходит снижение названного параметра, а с зигазино-комаровского времени по конец рифея величина отношения  $Gd_N/Yb_N$  остается примерно постоянной.

### Обсуждение результатов

Итак, для реконструкции состава размытых на протяжении всего рифея комплексов пород мы имеем информацию о вариациях ряда индикаторных отношений основных петрогенных окислов, малых элементов, а также о составе и спектрах РЗЭ в глинистых сланцах и аргиллитах всех трех серий стратотипического разреза рифея.

По величине отношения  $K_2O/Al_2O_3$  в глинистых сланцах типа рифея намечаются несколько достаточно хорошо выраженных уровней, для которых можно предполагать привнос в область осадконакопления «first-cycle» (петрогенного) материала, формировавшегося за счет размыва магматических пород кислого состава: 1) нижнеайский, 2) нижнекусинский, 3) зигальгинский, 4) авзянский, 5) зильмердакский и 6) миньярско-нижнеукский. Присутствие на нижнеайском и зильмердакском уровнях глинистых сланцев, образованных за счет преимущественного размыва гранитов и гранито-гнейсов подтверждается и ассоциацией их с аркозовыми и граувакково-аркозовыми псаммитами [Маслов, 1988; Нижний рифей..., 1989 и др.]. Менее ясен феномен высоких значений отношения  $K_2O/Al_2O_3$  в тонкозернистых терригенных образованиях зигальгинского, авзянского и миньярско-нижнеукского уровней. В целом, на протяжении всей истории формирования осадочных последовательностей типа рифея может

быть намечено два крупных цикла «спада-нарастания» значений указанного отношения. Первый обнимает интервал от айского (~ 1630–1600 млн лет назад) до конца авзянского времени (~ 1200 млн лет), второй цикл охватывает зильмердакско-укский интервал и выражен несколько менее ярко, чем первый. Авзянско-зильмердакский максимум значения  $K_2O/Al_2O_3$  связан, на наш взгляд, с кульминацией на востоке Восточно-Европейской платформы гренвильских событий, во время которых верхняя кора расположенного к западу от Волго-Уральской области и Башкирского мегантиклинория Средневожского мегаблока Русской платформы подверглась процессам интенсивной ремобилизации, сопровождавшимся формированием значительных объемов высококалийных гранитоидов. Спад отношения  $K_2O/Al_2O_3$  ко второй половине инзерского времени (~ 800 млн лет) отражает, скорее всего, деструкцию палеоконтинента Родиния и связанное с ним появление на палеоводосборах основных магматических пород.

По особенностям изменения в глинистых сланцах типового разреза рифея значений химического индекса изменения состава, намечается весьма яркий тренд изменения зрелости кластического материала на палеоводосборах: от относительно незрелых в петрохимическом отношении пород айского и саткинского времени к высоkozрелым образованиям конца бурзяния и начала юрматиния, после чего в конце зильмердакского времени (бедерышинский век) в бассейн с палеоводосборов был привнесен весьма незрелый материал. Это было интерпретировано нами ранее как отражение кратковременного эпизода резкой аридизации климата в области питания [Маслов, Гареев, 1999]. В середине каратавия, в инзер-

кое время (~ 840–830 млн лет назад) начался, по всей видимости, второй подобный цикл. Вариации значений индекса IVC также в целом подчеркивают обозначенную выше тенденцию.

Нормирование содержаний РЗЭ на PAAS позволяет определиться в первом приближении с составом пород в областях питания. Так, сопоставимые с PAAS или более высокие концентрации редкоземельных элементов, особенно тяжелых, указывают на преимущественный размыв гранитоидов и пород так называемых рециклированных орогенов [Подковыров и др., 2002]. Из охарактеризованных в настоящей работе 20 уровней указанное выше превышение содержаний HREE над PAAS наблюдается только для глинистых сланцев и аргиллитов бирьянской и бедерышинской подсвит зильмердакской свиты. Следовательно, можно предполагать, что именно в начале каратавия основными типами пород на палеоводосборах являлись разнообразные гранитоиды и осадочно-метаморфические образования. Этот вывод хорошо подтверждается как данными петрографического изучения песчаников указанных уровней [Маслов, 1988, 1995]<sup>13</sup>, так и максимально высокими значениями отношения  $K_2O/Al_2O_3$  в тонкозернистых алюмосиликокластических породах авзянской и зильмердакской свит. Более низкие, чем в PAAS, содержания Th и La и ряда других элементов позволяют предполагать размыв достаточно примитивных субстратов, таких как плагиограниты, диориты и т.п. Подобную картину можно видеть для глинистых сланцев и аргиллитов зигальгинского, зигазино-комаровского, миньярского и нижнеукского уровней. Однако, анализ вариаций медианных значений Cr/Th приводит нас к противоположному выводу – только в инзерско-миньярское время области палеоводосборов были сложены породами кислого состава, тогда как в раннем и среднем рифее интегральный состав их был,

по всей видимости, заметно менее зрелым. Показательно и то, что максимальная величина отношения Th/Sc, наблюдаемая в глинистых сланцах миньярской свиты, меньше, чем это же отношение в средних гранитах верхней коры.

Используя медианные значения отношения Cr/Th, также как это сделано ранее для Каапваальского кратона [Condie, Wronkiewicz, 1990; Jahn, Condie, 1995], можно наметить определенную цикличность в смене преобладающих ассоциаций пород на палеоводосборах в течение почти 1 млрд лет. Так, на протяжении всего раннего рифея отношение Cr/Th в глинистых сланцах непрерывно снижается, указывая, тем самым, на прогрессирующее вовлечение в размыв все более кислых разностей пород или увеличение их доли среди пород области размыва. Два ярко выраженных пика преобладания или значительного увеличения доли мафитов в областях сноса приходятся в типовом разрезе рифея на зигальгинское время и ушаковский век (середина авзянского времени, ~1220–1200 млн лет назад) юрматиния, после чего, начиная с куткурского века авзянского времени и вплоть до раннеукского времени, т.е. на протяжении почти 600 млн лет, значения отношения Cr/Th в глинистых сланцах и аргиллитах составляли менее 10 ед. Таким образом, бурзяний можно рассматривать как период стабильного существования в области питания достаточно зрелой раннепротерозойской коры, в юрматинии по крайней мере дважды на палеоводосборах имели место процессы, приведшие к вовлечению в размыв достаточно примитивных мафических ассоциаций<sup>14</sup>, а конец авзянского времени и весь каратавий – это вновь длительный достаточно спокойный в тектоническом отношении период размыва комплексов послегренвильской зрелой континентальной коры. В общем виде сказанное подтверждается и вариациями во разрезе рифея суммы РЗЭ в

<sup>13</sup> В конгломератах и песчаниках зильмердакской свиты присутствуют гальки и зерна кварцитов и микрокварцитов, кварцито-песчаников, кварцевых, полевошпато-кварцевых и граувакково-аркозовых кварци-товидных песчаников, микропегматитов, поликристаллического и полициклического кварца, слюдистых и слюдисто-кварцевых сланцев, кварцевых порфиров, а также микроклиновых гранитов, окварцованных кислых эффузивов.

<sup>14</sup> При рассмотрении характера вариаций отношения Cr/Th в докембрийских пелитах Каапваальского кратона было показано, что рост его в течение некоторых отрезков времени свидетельствует о привносе кластики из областей сноса с преобладанием коматинитов и базальтов [Condie, Wronkiewicz, 1990], а тектоническими «сценариями» этого могут быть такие процессы как: 1) коллизия островной дуги с краем платформы; 2) рифтовый вулканизм или вулканизм типа горячей точки; 3) выведение в зону размыва пород древних зеленокаменных поясов.

Средние параметры спектров РЗЭ тонкозернистых терригенных пород (глинистые сланцы и аргиллиты) типового разреза рифея

	Sum REE	LREE/HREE	La <sub>N</sub> /Sm <sub>N</sub>	La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	Gd <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	Eu/Eu*
<b>РААС</b> [Тейлор, МакЛеннан, 1988]	184,76	9,44	4,33	9,15	1,34	0,66
<b>Стратотип рифея</b> (настоящая работа, медианные значения)	176,69	8,66	3,81	8,62	1,49	0,64

глинистых породах, хотя при внимательном рассмотрении интегральной кривой заметен и ряд отличий. Исходя из средних значений в целом для глинистых сланцев и аргиллитов всего типового разреза рифея суммы РЗЭ и отношений LREE/HREE и La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> (табл. 5), можно считать, что в области питания на всем протяжении рифея преобладали кислые магматические образования при варьирующей доле мафитов, а в отдельные периоды времени (половинкинский век, ушаков-ский век, катавское время) доминирующую роль на палеоводосборах играли гранитоиды.

Низкие в целом значения Eu/Eu\* в глини-стых сланцах и аргиллитах всех уровней типо-вого разреза рифея указывают на значительный рециклинг древней коры и преимущественный размыв пород кислого состава [Jahn, Condie, 1995]. Показательно и то, что аргиллиты большинства уровней каратавия имеют в целом бо-лее низкие значения европиевой аномалии, чем глинистые сланцы бурзяния и юрматиния, что может свидетельствовать о нарастании в тече-ние рифея степени рециклирования поступав-шего в область осадконакопления кластическо-го материала. Возможно, вклад в уменьшение вверх по разрезу рифея величины отношения Eu/Eu\* внесли и процессы малозлубинного ин-тракорового плавления, связанные с гренвиль-скими событиями<sup>15</sup>.

Большинство глинистых сланцев и аргил-литов типового разреза рифея характеризуются

обогащением легкими РЗЭ (LREE/HREE ≈ 9, La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> ≈ 9), уплощенной или пологонаклон-ной ветвью тяжелых РЗЭ (Gd<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> ≈ 1,52–1,58), что типично для преобладающей части постар-хейских глинистых пород, сформированных за счет размыва достаточно зрелой верхней коры [McLennan, 1989]. Это сходство позволяет пред-полагать, что смешение материала из различ-ных источников сноса на путях переноса в те-чение рифея было достаточно эффективным. Если же мы сравним типы спектров в глини-стых сланцах нижнего, среднего и верхнего ри-фея, то увидим, что максимально схожими (по-чти однотипными по своему облику) являются спектры РЗЭ в глинистых сланцах бурзяния (тип I), тогда как среди спектров среднего и верхне-го рифея наряду с типичными кривыми присут-ствуют также спектры иного облика (тип II). Данная ситуация характерна для зигальгинско-го, зигазино-комаровского, катаскинского, уша-ковского, бирьянского, нугушского и нижеуек-ского уровней. Спектры второго типа имеют варьирующие, но в целом более низкие, значе-ния отношений LREE/HREE и La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> (так, ве-личина La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> в образце ГС 99-18-4 составля-ет всего 2,02 ед., а в образце ГС 02-1-1 – 4,28); параметр Gd<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> примерно в половине образ-цов данной группы имеет значения ниже 1,0 или выше 2,0 ед.<sup>16</sup>, что указывает на заметное деп-летирование тяжелых РЗЭ и является характер-ной особенностью архейских гранитоидов и

<sup>15</sup> Примером подобных образований в пределах Средневожского мегаблока Восточно-Европейской платфор-мы является, как указывалось выше, бакалинский ультраметагенный комплекс, образованный в процессе внутрикоро-вой переработки пород архея и объединяющий кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты, граниты и их мик-роклиновые разности [Богданова, 1986].

<sup>16</sup> Присутствие в глинистых сланцах небольшого количества монацита ведет к появлению спектров РЗЭ с Gd<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> > 2,0 ед. [McLennan, 1989].

тоналит-трондьемит-гранодиоритовой ассоциации [Condie, 1991; McLennan et al., 1995 и др.]. Специфической особенностью образцов с данным типом распределения РЗЭ являются и высокие (от 24–26 до более 100 ед.) значения отношения Cr/Th, что, как известно, также весьма типично для основных пород архея [Wronkiewicz, Condie, 1987; McLennan, 1989; McLennan, Taylor, 1991; Jahn, Condie, 1995]. Из сказанного можно сделать вывод о том, что в среднем и позднем рифее процессы размыва на востоке Русской платформы затрагивали не только раннепротерозойские образования [Маслов и др., 2003], как это следует из анализа модельных возрастов Nd и и положения фигуративных точек составов глинистых сланцев на диаграмме  $La_N/Yb_N - Yb_N$ , но и какую-то часть архейских ассоциаций. В пользу этого свидетельствуют и незначительные размеры европиевой аномалии в некоторых образцах сланцев и аргиллитов зигальгинского и катавского уровней. К третьему типу принадлежат спектры РЗЭ в аргиллитах миньярской свиты каратавия, для которых наблюдаются весьма небольшие значения отношения  $La_N/Yb_N$  (от 4,57 до 7,56, при медианном значении 5,53), а параметр  $Gd_N/Yb_N$  в 40 % образцов составляет заметно меньше 1 (медиана для пяти образцов = 0,89). Сходные спектры РЗЭ можно видеть, по данным приведенным в работе [Jahn, Condie, 1995], в ряде образцов пелитов из формаций Bothaville и Selati, принадлежащих верхнеархейской надгруппе Вентерсдорп и нижнепротерозойской надгруппе Трансвааль.

Полученные нами данные можно сравнить с известными моделями эволюции питающих провинций в истории Земли (табл. 6). Суммировав материалы по эволюции типов литогенеза, климата и внешних оболочек и с учетом данных по общим закономерностям эволюции магматизма в истории нашей планеты [Богатиков и др., 1987 и др.], В.Н. Холодов [1981, 1999] следующим образом представляет взаимосвязь магматизма и континентального стока на протяжении последних 4 млрд лет. На первом этапе (4–3 млрд лет) в областях сноса преобладали примитивные базальтоиды, поставившие в конечные водоемы стока громадные объемы  $Fe^{+2}$  и коллоидного  $SiO_2$ . Второй этап (3–2 млрд лет) характеризуется масштабной гранитизацией коры (позднеархейская и свекофеннская эпохи) и, соответственно, поступлением в бассейны осадконакопления значительного количества

кварца и алюмосиликатов. Примерно к рубежу 1,8 млрд лет на всех щитах завершилось становление громадных массивов К-На гранитов и лептинитов и были образованы древние платформы [Лутц, 1985]. С этими данными сопоставимы и результаты исследований С. Тейлора и С. МакЛеннана [Taylor, McLennan, 1995], согласно которым массовое плавление континентальной коры и основной этап формирования гранитов и гранодиоритов пришелся на интервал 3,0–2,6 млрд лет; за ним следовали еще два менее продолжительных эпизода роста континентальной коры, проявившиеся в интервале 2,1–1,7 и 1,2–1,0 млрд лет. Геохимическая специализация питающих провинций, сформированных на третьем этапе (2–1 млрд лет), определялась выветриванием крупных габбро-анортозитовых комплексов и поступлением в седиментационные бассейны значительного количества железа, кремнезема, магния, фосфора и марганца. Для четвертого этапа (1–0,135 млрд лет) свойственно как вовлечение в размыв ранее сформированных осадочных толщ, так и эрозия щелочных магматических комплексов, что обусловило появление в континентальном стоке окислов калия и натрия, хемогенного  $SiO_2$ , фосфора, редких металлов и др. Как специально подчеркнуто В.Н. Холодовым [1999, стр. 71], «... в гренвильскую и байкальскую фазы складчатости максимальное влияние на осадочный процесс оказывали именно основные-ультраосновные интрузии древнего субстрата».

В пределах Волго-Уральского сегмента коры Восточно-Европейской платформы по данным С.В. Богдановой [1986] и А.К. Запольнова [Докембрийская геология..., 1988 и др.], в архее были сформированы эндербито-гнейсы, метагабброиды и высокоглиноземистые плагиогнейсы нурлатского комплекса, эндербито-гнейсы, чарнокиты и граниты кинельского комплекса, а также основные кристаллосланцы и эндербито-гнейсы сулеевского комплекса. К образованиям архея принадлежат также миннибаевский комплекс (кристаллосланцы, гнейсы и основные метавулканиты), чубовский ультрабазитовый комплекс, свияжский диорит-тоналитовый комплекс, туймазинский габбро-норит-анортозитовый комплекс, а также рахмановский комплекс, в состав которого входят чарнокиты, граниты, метавулканиты и габброиды. К нижнему протерозою здесь принадлежат сармановский комплекс кристаллосланцев и метавулканитов основного состава, бакалин-

Таблица 6  
Эволюция питающих провинций рифейского бассейна осадконакопления в области сочленения Русской платформы и Южного Урала на фоне общей эволюции питающих провинций в истории Земли

Млрд лет	Стадии эволюции магматических процессов, по О.А. Богатикову и др. [1987]	Рост и эволюция континентальной коры [Taylor, McLennan, 1995]	Этапы развития питающих провинций Земли [Холодов, 1999]	Вещественные комплексы раннего докембрия Волго-Уральского сегмента (области) Восточно-Европейской платформы		Млрд лет	Рифейский бассейн осадконакопления в области сочленения Русской платформы и Урала
				По данным А.К. Запольнова [Докембрийская геология..., 1988]	По данным С.В. Богдановой [1986]		
0,0	0,25-0,0 млрд лет <i>Континентально-океаническая стадия</i>						
0,25			Всё более широкое вовлечение в размыв ранее сформированных осадочных толщ, эрозия щелочных магматических комплексов			0,6	
0,5						0,7	Размыв преимущественно пород кислого состава, к концу караваня появления также и основных разностей
1,0	1,5-0,25 млрд лет Формирование складчатых поясов с сильно дифференцированным характером магматизма	Эпизод роста континентальной коры*			0,8		
1,2			Преобладают базальты и гранитоиды, существенное значение начинают приобретать базиты и гипербазиты – габбро и габбро-анортозиты			0,9	
1,5	2,5-1,5 млрд лет <i>Кратонная стадия</i>	Эпизод роста континентальной коры				1,0	Размыв пород основного и кислого состава, к середине юрматиния резкое увеличение доли последних
1,8	Завершение формирования протоконтинентов с первично-сиалическим магматизмом					1,1	
2,0			Преобладание в составе питающих провинций кислых магматических пород	Апд-Вт сланцы, Вт, Q-Вт-Сп1 и другие сланцы (унайская толща)	Сармановский комплекс – кристалло-сланцы, метавулканисты основного состава. Бакалинский комплекс диоритов, плагиогранитов и гранитов. Связский гранитоидный комплекс. Воронцовский комплекс – сланцы, гнейсы, метатерригенные породы. Волгоградский комплекс – двуслоидные граниты	1,2	
2,5	3,5-2,5 млрд лет <i>Нуклеарная стадия</i> Формирование ядер континентов с коматит-базитовым магматизмом	Массовое плавление протокоры и генерация гранитов и гранодиоритов (основной эпизод роста континентальной коры)					
3,0		Доминирование зелено-каменных поясов при незначительной доле кратонных областей	В составе питающих провинций преобладают основные и ультрабазитовые породы	Сармановская серия – высокоглиноземистые кристаллосланцы, Вт-гнейсы (основные метадиффузные), Вт-Апд кристаллосланцы, Апд-Вт гнейсы. Связский комплекс плагиогранитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов. <i>Большечершавская серия</i> – высокоглиноземистые гнейсы, Вт-Сп1 и Вт-Сп1-Sp1 гнейсы, мигматиты, плагиограниты, Gnt-Krd гранито-тонды, основные кристал-лосланцы. Туймазинский метабазито-норит-анортозитовый комплекс, чубовский комплекс перidotитов, пироксенитов, мелано-габбро-норитов. <i>Тришанская серия</i> – дву-Грх-кристаллосланцы, плагио- и энтербито-гнейсы, чарнокиттоиды, аляскитовые граниты	Нурлатский комплекс – энтербито-гней-сы, метабазитоиды, высокоглиноземистые плагиогнейсы. Кинельский комплекс – энтербито-гнейсы, чарнокиты, граниты. Сулейевский комплекс – основные кристаллосланцы, энтербито-гнейсы. Мин-набавский комплекс – кристаллосланцы, гнейсы, основные метавулканисты. Чубов-ский ультрабазитовый комплекс. Связ-ский диорит-тоналитовый комплекс. Туймазинский габбро-норит-анортозитовый комплекс. Рахмановский комплекс – чар-нокиты, граниты, метавулканисты, габброиды	1,4	
3,5							
3,8	> 3,5 млрд лет <i>Дунная стадия</i> Примитивный базитовый магматизм	Интенсивная метеоритная бомбардировка				1,6	Размыв пород кислого состава

Примечание. М.А. Семихатов и др. [2002], ссылаясь на последние данные К. Конди, указывают, что этого эпизода, по-видимому, не существовало.

ский комплекс диоритов, плагиигранитов и гранитов, воронцовский комплекс сланцев, гнейсов и метатерригенных пород, а также двуслюдяные граниты волгоградского комплекса. Все проанализированные нами выше материалы по тонкой геохимии глинистых сланцев и аргиллитов стратотипа рифея указывают на преимущественный размыв в областях питания пород кислого состава, следовательно, мы можем с достаточно высокой долей вероятности считать, что породы архея, слагающие большую по площади часть Средневожского блока Восточно-Европейской платформы и имеющие преимущественно основной состав, не являлись главными источниками сноса.

### Заключение

Приведенные в настоящей работе материалы свидетельствуют о размыве в раннем рифее в пределах Средневожского мегаблока областей зрелой континентальной коры, сформированных здесь к концу раннего протерозоя в процессе завершения кратонной стадии магматической эволюции Земли, сопровождавшейся интенсивным первично-сиалитическим магматизмом [Богатиков и др., 1987]. В среднем рифее, наряду с кислыми магматическими образованиями, в размыв были вовлечены также породы основного и ультраосновного (?) состава, однако роль их была, ско-

рее всего, невелика. Учитывая, что глинистые сланцы всех литостратиграфических уровней типа рифея имеют раннепротерозойские модельные возрасты Nd [Маслов и др., 2003], можно предполагать, что это было связано не с появлением в области сноса новых источников, а обусловлено некоторой переориентацией путей транспортировки в среднерифейский бассейн тонкой алюмосиликокластики или вскрытием на данном этапе более глубоких горизонтов коры. Эта ситуация отчасти напоминает ту, что реконструирована В.Н. Подковыровым и др. [2002] для Учуро-Майского региона, где аргиллиты аймчанской серии среднего рифея характеризуются контрастным составом микроэлементов, указывающим на размыв субстрата, представленного как кислыми, так и основными магматическими породами. Существенное нарастание к концу авзянского времени (середина среднего рифея, ~ 1220–1200 млн лет) в глинистых сланцах и аргиллитах значений  $K_2O/Al_2O_3$ , LREE/HREE,  $La_N/Yb_N$  и суммы РЗЭ позволяет предполагать, что уже к середине юрматиния палеоводосборы в области сноса вновь были представлены исключительно комплексами зрелой континентальной коры. Эти же комплексы являлись основными источниками тонкой алюмосиликокластики и позднее – почти на всем протяжении позднего рифея. Таким образом, на протяжении почти 1 млрд лет основным

источником тонкой алюмосиликокластики для седиментационных бассейнов, существовавших в области сочленения Русской платформы и Южного Урала, выступала зрелая континентальная кора Средневожского блока, сформированная в результате карельской (свеко-феннской) складчатости; роль базитов и гипербазитов как источников сноса была достаточно скромной. Общая схема минерального питания указанных бассейнов представлена на рис. 12.

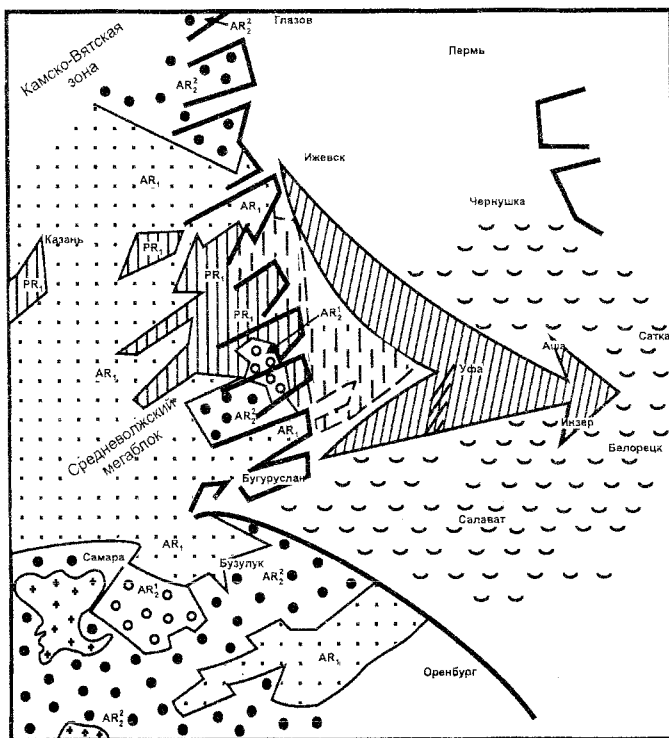


Рис. 12. Общая схема минерального питания седиментационных бассейнов, существовавших в рифее в области сочленения Русской платформы и Южного Урала.

Авторы признательны В.М. Горожанину (ИГ УНЦ РАН, г. Уфа) за предоставление ряда образцов низкоуглеродистых глинистых сланцев машакской свиты юрматинской серии, Р. Эльмису и П. Кереру (BGR, Германия), Л. Карстен (EIGER, Германия) за содействие в ознакомлении с современными зарубежными работами по рассмотренной в настоящей публикации теме, а также В.Н. Подковырову (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург) за ряд ценных советов и замечаний, способствовавших завершению работы над статьей.

*Исследования по данной теме выполнены при частичной финансовой поддержке гранта «Ведущие научные школы» (НШ-85.2003.5) и в рамках Программы № 7 «Изотопная геология: геохронология и источники вещества» Отделения наук о Земле РАН.*

### Список литературы

- Акимова Г.Н.* О направлении и источниках сноса обломочного материала в отложениях верхнерифейской зильмердакской свиты Южного Урала // Докл. АН СССР. 1964. Т. 158. № 5. С. 1099–1101.
- Анфимов Л.В.* Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 288 с.
- Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
- Богатилов О.А., Богданова С.В., Борсук А.М. и др.* Магматические горные породы. Т. 6. Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987. 438 с.
- Богданова С.В.* Земная кора Русской плиты в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента). М.: Наука, 1986. 224 с.
- Гарань М.И.* Нижний и средний докембрий // Геология СССР. Т. 12. Ч. I. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. С. 64–149.
- Гаррис М.А.* Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М.: Наука, 1977. 295 с.
- Гаррис М.А., Казаков Г.А., Келлер Б.М. и др.* Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венд) // Абсолютный возраст геологических формаций. М.: Наука, 1964. С. 431–455.
- Геологическая карта Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления (в границах бывшего СССР). Довендские образования. М-б 1 : 2500000. Ред. Ю.Р. Беккер. С-Пб.: Роскомнедра, 1996. 4 л.
- Геология и палеогеография западного склона Урала / Под ред. Ю.Д. Смирнова. Л.: Недра, 1977. 199 с.
- Горожанин В.М., Кутявин Э.П.* Рубидий-стронциевое датирование глауконита укской свиты // Докембрий и палеозой Южного Урала. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1986. С. 60–63.
- Докембрийская геология СССР / Отв. ред. Д.В. Рундквист, Ф.П. Митрофанов. Л.: Наука, 1988. 440 с.
- Интерпретация геохимических данных / Под ред. Е.В. Склярова. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
- Краснобаев А.А.* Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 145 с.
- Крупенин М.Т.* Условия формирования сидеритоносной бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1999. 258 с.
- Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Каурова О.К. и др.* Rb-Sr и U-Pb систематика осадочных и метасоматических карбонатов бакальской свиты (нижний рифей Южного Урала) // XVI симпозиум по геохимии изотопов им. ак. А.П. Виноградова. Тез. докл. М.: ГЕОХИ РАН, 2001. С. 131–132.
- Ларионов Н.Н.* Геология и рудоносность авзянской терригенно-карбонатной формации среднего рифея на Южном Урале: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1994. 19 с.
- Летникова Е.Ф.* Хемостратиграфия и корреляция карбонатных толщ южного складчатого обрамления Сибирской платформы: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1998. 17 с.
- Летникова Е.Ф.* Использование геохимических характеристик карбонатных пород при палеогеодинамических реконструкциях // Докл. РАН. 2002. Т. 385. № 5. С. 672–676.
- Маслов А.В.* Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 1988. 133 с.
- Маслов А.В.* Опорные разрезы и условия образования зигазино-комаровской свиты среднего рифея Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 9. С. 97–110.
- Маслов А.В.* Типы источников сноса песчаных ассоциаций эталона рифея // Ежегодник-1994 ИГГ. Екатеринбург: УрО РАН, 1995. С. 41–44.
- Маслов А.В.* Осадочные ассоциации рифея стратотипической местности (эволюция взглядов на условия формирования, литофациальная зональность). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. 220 с.
- Маслов А.В.* Тангаурская подсерия верхнего рифея Алатауского антиклинория Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 5. С. 3–22.
- Маслов А.В.* Закономерности формирования осадочных последовательностей типа рифея и состав верхней коры восточного сегмента Русской платформы: литологические, петро- и геохимические данные // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Мат-лы XXXVI Тект. совещ. Т. II. М.: ГЕОС, 2003. С. 33–36.

*Маслов А.В., Анфимов Л.В.* Авзянская рудоносная свита среднего рифея Южного Урала (литостратиграфия, условия образования, минерогения). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. 132 с.

*Маслов А.В., Гареев Э.З.* Петрохимические особенности позднедокембрийских осадочных ассоциаций Башкирского мегантиклинория // Литология и полез. ископаемые. 1999. № 1. С. 78–91.

*Маслов А.В., Крупенин М.Т.* Разрезы рифея Башкирского мегантиклинория (западный склон Южного Урала). Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 172 с.

*Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т.* Осадочные последовательности рифея типовой местности (ретроспективный обзор седиментологических, палеогеографических, литолого-минералогических и петрогеохимических исследований). Уфа: ГП "Принт", 1998. 225 с.

*Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т., Демчук И.Г.* Тонкая алюмосиликокластика в верхнедокембрийском разрезе Башкирского мегантиклинория (к реконструкции условий формирования). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. 324 с.

*Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л.* Отношение Sr/Th в рифейских глинистых сланцах Башкирского мегантиклинория как индикатор тектонической эволюции областей сноса // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Мат-лы XXXVI Тект. совещ. Т. II. М.: ГЕОС, 2003. С. 36–40.

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

*Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Гареев Э.З.* Рифейские седиментационные бассейны Южного Урала (палеогеография, палеоклимат, источники сноса и палеосоленость водоемов) // Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минерогения. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 28–52.

*Маслов А.В., Овсянников В.Г., Ишерская М.В.* Рифей восточной, северо-восточной и северной периферии Русской платформы и западной мегазоны Урала: литостратиграфия, условия формирования и типы осадочных последовательностей // Литосфера. 2002а. № 2. С. 54–95.

*Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т. и др.* Использование петро- и геохимической информации для реконструкции условий формирования осадочных образований (на примере типового разреза рифея) // Терригенные осадочные последовательности Урала и сопредельных территорий: седименто- и литогенез, минерогения. Мат-лы 5 Уральского регионального литологического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002б. С. 143–154.

*Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т. и др.* Источники сноса рифейских бассейнов седиментации области сочленения Русской платформы и Южного Урала: синтез петрографических, петро- и геохимических данных // Докл. РАН. 2003. Т. 389. № 2. С. 219–222.

Нижний рифей Южного Урала / Отв. ред. Семихатов М.А. М.: Наука, 1989. 208 с.

*Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. и др.* U-Pb систематика карбонатных пород протерозоя: инзерская свита стратотипа верхнего рифея (Южный Урал) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 20–31.

*Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Семихатов М.А. и др.* Время формирования и преобразования отложений инзерской свиты, верхний рифей Южного Урала // Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии. Тез. докл. Всерос. совещ. Екатеринбург: УрО РАН, 1995. С. 73–75.

*Олли А.И.* Древние отложения западного склона Урала. Саратов: Изд-во Саратовского госуниверситета, 1948. 407 с.

*Парначев В.П.* Вулканические комплексы и тектонический режим западного склона Южного Урала в позднем докембрии // Древний вулканизм Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 18–30.

*Парначев В.П., Баженова Л.Ф.* О некоторых особенностях распределения редкоземельных элементов в осадочных породах нижнего рифея Башкирского мегантиклинория // Геохимия вулканических и осадочных пород Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 57–61.

*Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М.* Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Свердловск: УрО АН СССР, 1986. 104 с.

*Парначев В.П., Швецов П.Н., Крупенин М.Т.* Строение и условия седиментации отложений нижнего рифея Тараташского антиклинория на Южном Урале. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 71 с.

*Петтиджон Дж., Поттер П., Сивер Р.* Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 534 с.

*Подковыров В.Н.* Осадочные последовательности рифея и венда стратотипических регионов Сибири и Урала: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 2001. 37 с.

*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 полез. ископаемые. 2002. № 4. С. 33–55.

Решение Всесоюзного совещания по общим вопросам расчленения докембрия СССР // Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л.: Наука, 1979. С. 147–153.



- Романов В.А. Типовые разрезы докембрия Южного Урала. М.: Наука, 1973. 133 с.
- Ронов А.Б., Хлебникова З.В. Химический состав важнейших генетических типов глин // Геохимия. 1961. № 6. С. 449–469.
- Ронов А.Б., Балашов Ю.А., Гирин Ю.П. и др. Закономерности распределения редкоземельных элементов в осадочной оболочке и в земной коре // Геохимия. 1972. № 12. С. 1483–1513.
- Ронов А.Б., Гирин Ю.П., Казаков Г.А. и др. Сравнительная геохимия геосинклинальных и платформенных осадочных толщ // Геохимия. 1965. № 8. С. 961–976.
- Ротару А.Ф. Машакская свита рифея Южного Урала (стратиграфия, формационный состав, тектоническая природа): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1983. 31 с.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М. и др. Низкое отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в гренвилевском и пост-гренвилевском палеоокеане: определяющие факторы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 1. С. 3–46.
- Семихатов М.А., Шуркин К.А., Ахенов Е.М. и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 8. С. 3–14.
- Семихатов М.А., Шуркин К.А., Беккер Ю.Р. и др. Общая стратиграфическая шкала докембрия территории СССР // Отечественная геология. 1992. № 10. С. 37–42.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Роскомнедра, ИГГ УрО РАН, 1993. 172 л.
- Стратиграфия СССР. Т. 2. Верхний докембрий. М.: Недра, 1963. 716 с.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Отв. ред. Б.М. Келлер и Н.М. Чумаков М.: Наука, 1983. 184 с.
- Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Фролов В.Т. Литология. М.: Изд-во МГУ, 1992. Кн. 1. 336 с.
- Холодов В.Н. Геохимические типы питающих провинций континентального блока и их эволюция в истории Земли // Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981. С. 76–90.
- Холодов В.Н. Эволюция питающих провинций и осадочное рудообразование // Природа. 1999. № 1. С. 58–71.
- Эльмис Р., Крупенин М.Т., Богатов В.И., Чанлыгина Н.В. Раннесреднерифейский возраст основной генерации диабазовых даек в нижнерифейских породах района Бакала (Южный Урал) // Матлы 2 Всерос. петрограф. совещания. Петрография на рубеже XXI века (итоги и перспективы). Кн. 4. Сыктывкар: ИГ КомиНЦ УрО РАН, 2000. С. 228–230.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. С-Пб.: Наука, 2000. 479 с.
- Bau M. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium // Chem. Geol. 1991. V. 93. P. 219–230.
- Bauluz B., Mayayo M.J., Fernandez-Nieto C., Lopez J.M.G. Geochemistry of Precambrian and Paleozoic siliciclastic rocks from the Iberian Range (NE Spain): implications for source-area weathering, sorting, provenance, and tectonic setting // Chem. Geol. 2000. V. 168. P. 135–150.
- Bierlein F.P. Rare-earth element geochemistry of clastic and chemical metasedimentary rocks associated with hydrothermal sulphide mineralisation in the Olary Block, South Australia // Chem. Geol. 1995. V. 122. P. 77–98.
- Condie K.C. Another look at rare elements in shales // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. P. 2527–2531.
- Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol. 1993. V. 104. P. 1–37.
- Condie K.C., Wronkiewicz D.A. The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1990. V. 97. P. 256–267.
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in southwestern United States // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 2919–2940.
- Cullers R.L. The control on the major- and trace-element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, U.S.A. // Chem. Geol. 1995. V. 123. P. 107–131.
- Cullers R.L., Graf J. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks, ore petrogenesis // In: Hendersen P. (Ed.), Rare-earth Geochemistry. Amsterdam. Elsevier. 1983. P. 275–312.
- Cullers R.L., Podkovyrov V.N. Geochemistry of the Mesoproterozoic Lakhanda shales in southeastern Yakutia, Russia: implications for mineralogical and provenance control, and recycling // Prec. Res. 2000. V. 104. N. 1. P. 77–93.
- Cullers R.L., Yeh L.T., Chaudhuri S., Guidott C.V. Rare-earth elements in Silurian pelitic schists from NW Maine // Geochim. Cosmochim. Acta. 1974. V. 38. P. 389–400.
- Cullers R.L., Chaudhuri S., Arnold B. et al. Rare earth distributions in clay minerals and in the clay-sized fractions of the Lower Permian Havensville and Eskridge shales of Kansas and Oklahoma // Geochim. Cosmochim. Acta. 1975. V. 39. P. 1691–1703.
- Davis B.E. Applied soil trace elements. NY. Wiley. 1980. 482 pp.
- Dunoyer de Segonzak G. The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review // Sedimentology. 1970. V. 15. P. 281–346.

- Ferry J.M.* On the control of temperature, fluid composition and reaction progress during metamorphism // *Am. J. Sci.* 1983. V. 283. P. 201–232.
- Girty G.H., Hanson A.D., Knaack C., Johnson D.* Provenance determined by REE, Th, Sc analyses of metasedimentary rocks, Boyden Cave Roof Pendant, central Sierra Nevada, California // *J. Sed. Res.* 1994. V. B 64. P. 68–73.
- Haskin L.A., Frey F.A., Wildeman T.R.* Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earth // In: Ahrens L.H. (Ed.), *Origin and distribution of the Elements.* Oxford. Pergamon. 1968. P. 889–912.
- Hassan S., Ishiga H., Roser B.P., Dozen K., Naka T.* Geochemistry of Permian-Triassic shales in the Salt range, Pakistan: implications for provenance and tectonism at the Gondwana margin // *Chem. Geol.* 1999. V. 158. P. 293–314.
- Herron M.M.* Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // *J. Sed. Petrol.* 1988. V. 58. P. 820–829.
- Hower J., Eslinger E.V., Hower M.E., Perry E.A.* Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment: 1. Mineralogical and chemical evidence // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1976. V. 87. P. 725–737.
- Jahn B.-M., Condie K.C.* Evolution of the Kaapvaal Craton as viewed from geochemical and Sm-Nd isotopic analyses of intracratonic pelites // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1995. V. 59. P. 2239–2258.
- Khudoley A.K., Rainbird R.H., Stern R.A. et al.* Sedimentary evolution of the Riphean-Vendian basin of southeastern Siberia // *Prec. Res.* 2001. V. 111. P. 129–163.
- Lee Y.I.* Provenance derived from the geochemistry of late Paleozoic-early Mesozoic mudrocks of the Pyeongan Supergroup, Korea // *Sed. Geol.* 2002. V. 149. P. 219–235.
- McCulloch M.T., Wasserburg G.J.* Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation // *Science.* 1978. V. 200. P. 1003–1011.
- McLennan S.M.* Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes // *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements.* B.R. Lipin & G.A. McKay (Eds.). *Reviews in Mineralogy.* 1989. V. 21. P. 169–200.
- McLennan S.M., Taylor S.R.* Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends // *J. Geol.* 1991. V. 99. P. 1–21.
- McLennan S.M., Hemming S.R., McDaniel D.K., Hanson G.N.* Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics // In: Johnsson M.J. and Basu A. (Eds.), *Processes controlling the composition of clastic sediments.* *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 1993. V. 284. P. 21–40.
- McLennan S.M., Hemming S.R., Taylor S.R., Eriksson K.A.* Early Proterozoic crustal evolution: geochemical and Nd-Pb isotopic evidence from metasedimentary rocks, southwestern North America // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1995. V. 59. N 6. P. 1153–1177.
- McLennan S.M., Taylor S.R., McGregor V.R.* Geochemistry of Archean metasedimentary rocks from Western Greenland // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1984. V. 48. P. 1–13.
- McLennan S.M., Taylor S.R., McCulloch M.T., Maynard J.B.* Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1990. V. 54. P. 2015–2050.
- Mongelli G., Cullers R., Muelheisen S.* Geochemistry of Late Cretaceous – Oligocene shales from the Varicolori Formation, southern Apennines, Italy: implications for mineralogical, grain-size control and provenance // *Eur. J. Mineral.* 1996. V. 8. P. 733–754.
- Nance W.B., Taylor S.R.* Rare earth element patterns and crustal evolution - I. Australian post-Archean sedimentary rocks // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1976. V. 40. P. 1539–1551.
- Nesbitt H.W.* Mobility and fractionation of rare elements during weathering of a granodiorite // *Nature.* 1979. V. 279. P. 206–210.
- Nesbitt H.W., Young G.M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature.* 1982. V. 299. P. 715–717.
- Rock N.M., Webb J.A., McNaughton N.J. et al.* Nonparametric estimation of averages and errors for small datasets in isotope geoscience: a proposal // *Chem. Geol.* 1987. V. 66. P. 163–177.
- Rottura A., Bargossi G.M., Caironi V. et al.* Petrology, geochemistry and Sr, Nd isotopes of contrasting Hercynian granitoids from the southern Calabrian Arc (south Italy) // *Miner. Petrogr. Acta.* 1989. V. 32. P. 1–36.
- Spadea P., Tortorici L., Lanzafame G.* Ophiolites of the tyrrhenian coastal chain // VI<sup>th</sup> Ophiolite Field Conference, Field Excursion Guidebook. 1980. 27 pp.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The chemical evolution of the continental crust // *Reviews of Geophysics.* 1995. V. 33. P. 241–265.
- van der Kamp P.C., Leake B.E.* Petrography and geochemistry of feldspathic and mafic sediments of the northeastern Pacific margin // *Trans. R. Soc. Edinburg: Earth Sci.* 1985. V. 47. P. 411–449.
- Visser J.N.J., Young G.M.* Major element geochemistry and paleoclimatology of the Permo-Carboniferous glaciogenic Dwyka Formation and post-glacial mudrocks in Southern Africa // *Paleogeogr. Paleoclimat. Paleoecol.* 1990. V. 81. P. 49–57.
- Warren H.N., Girty G.H.* A Matlab 5 program for calculating the statistics of mass change // *J. Geosci. Educ.* 1999. V. 47. P. 313–320.
- Weaver C.E.* Clays, muds and shales. Amsterdam. Elsevier. 1989. 819 pp.
- Wood B.J., Walther J.V.* Fluid flow during metamorphism and its implication for fluid-rock ratios // In: Walter J.V. and Wood B.J. (Eds.), *Fluid-rock interactions during metamorphism.* Berlin. Springer-Verlag. 1986. P. 89–108.

*Wronkiewicz D.J., Condie K.C.* Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: source-area weathering and provenance // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1987. V. 51. P. 2401–2416.

*Wronkiewicz D.J., Condie K.C.* Geochemistry and provenance of sediments from Pongola supergroup, South Africa: evidence for a 3,0-Ga-old continental craton // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1989. V. 53. P. 1537–1549.

*Wronkiewicz D.J., Condie K.C.* Geochemistry and mineralogy of sediments from the Ventersdorp and Transvaal Supergroups, South Africa: cratonic evolution during the Early Proterozoic // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1990. V. 54. P. 343–354.

*Yang H., Kyser K., Ansdell K.* Geochemical and Nd isotopic compositions of the metasedimentary rocks in the La Ronge Domain, Trans-Hudson Orogen, Canada: implications for evolution of the domain // *Prec. Res.* 1998. V. 92. P. 37–64.

*Рецензент доктор геол.-мин. наук В.Н. Подковыров*