

А.В. Маслов¹, В.Г. Изотов², М.В. Ишерская³, Ю.Л. Ронкин¹,
Г.А. Петров¹, Л.М. Ситдикова², О.П. Летикина¹

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

²Казанский университет, Казань

³Институт геологии УНЦ РАН, Уфа
maslov @ igg.uran.ru

СИСТЕМАТИКА РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА И БАЗАЛЬНЫХ ГОРИЗОНТОВ РИФЕЯ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

Изучение систематики РЗЭ кристаллических пород фундамента восточной части Восточно-Европейской платформы и тонкозернистых осадочных образований базальных уровней рифея (актанышская и можаровская свиты кирпичной серии нижнего рифея) Волго-Уральской области показало, что источниками кластики для них являлись, в основном, архейские и раннепротерозойские гранитоиды и ТТГ-ассоциации. Однако, значения T_{DM} для кристаллических пород фундамента существенно превосходят значения Nd модельного возраста, характерные для тонкообломочных пород базальных уровней типового разреза рифея Южного Урала. Это дает основания считать, что прямой размыв кристаллических пород не был ведущим фактором формирования рифейских и вендских осадочных последовательностей, известных в области сочленения ВЕП и Западной мегазоны Урала, так как для последних столь древние Nd модельные возраста не характерны.

Имеющиеся в литературе данные о составе и геохимических особенностях пород цоколя Восточно-Европейской платформы (ВЕП) получены преимущественно в середине 1970 - начале 1980 гг. и в настоящее время не могут быть эффективно использованы для решения проблемы реконструкции взаимосвязей состава палеоводосборов и сформированных за счет их эрозии осадочных последовательностей верхнего докембрия Волго-Уральской области и Западной мегазоны Урала. В этой связи представляется весьма актуальным установление на базе современных прецизионных геохимических данных вклада дорифейских кристаллических комплексов в формирование мощных осадочных последовательностей позднего докембрия, известных в области сочленения ВЕП и Урала.

Рифейские отложения широко распространены на востоке ВЕП, где выполняют Камско-Бельский и Серноводско-Абдулинский прогибы (авлакогены) и залегают на склонах Татарского, Оренбургского и Пермско-Башкирского сводов. Мощность их закономерно увеличивается по направлению к Уралу от первых десятков и сотен метров до 13 км и более (Иванова и др., 1969; Алиев и др., 1977; Постникова, 1977; Лозин, 1994; Романов и Ишерская, 1998; Стратиграфическая..., 2000; Белоконь и др., 2001 и др.).

Строение базальных уровней рифея. Нижнерифейские отложения вскрыты глубокими скважинами, в основном, по восточной периферии Татарского свода – на северном борту Серноводско-Абдулинского авлакогена и в северо-западных районах Камско-Бельского авлакогена.

В Стратиграфической схеме рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области, принятой на совещании в г. Уфе в 1999 г. (Стратиграфическая..., 2000), нижний рифей Камско-Бельского авлакогена расчленен на карачевскую и кирпичную серии. Первая из них состоит из кузякинской и курмашевской свит, вторая, в свою очередь, включает прикамскую и орьбашскую подсерии. Прикамская подсерия объединяет петнурскую, норкинскую, ротковскую и минаевскую свиты; в состав орьбашской подсерии входят калтасинская и надеждинская свиты. В осно-

вании кирпичной серии присутствует базальная сарапульская свита. Примечательно, что столь сложной «конструкции» (2 серии, 2 подсерии, 11 свит), созданной на основании данных по весьма ограниченному числу скважин, в типовом разрезе рифея Башкирского мегантиклинория отечают всего три свиты – айская, саткинская и бакальская.

В.А. Романов и М.В. Ишерская (1998, 2001) расчленяют нижнерифейские образования Камско-Бельского авлакогена и Серноводско-Абдулинского авлакогена более просто, выделяя в разрезе кирпичной серии снизу вверх актанышскую, можаровскую, калтасинскую и надеждинскую свиты. Этой схеме мы и придерживаемся ниже при изложении фактического материала и обсуждении результатов.

Актанышская свита является базальным подразделением кирпичной серии и по результатам бурения на Мензелино-Актанышской и Арланской площадях подразделяется на азякульскую и норкинскую подсвиты.

Азякульская подсвита наиболее полно представлена в скв. 20005 Карачовская (инт. 3387-3770 м). Здесь породы подсвиты несогласно залегают на глубоко размываемых образованиях кристаллического фундамента и согласно, с постепенным переходом, перекрыты породами норкинской подсвиты. Азякульская подсвита объединяет серые и розовато-серые, преимущественно мелко- и среднезернистые, реже крупнозернистые, кварцевые и полевошпато-кварцевые (в основном в верхней части разреза) песчаники, среди которых иногда можно видеть маломощные прослой алевролитов. Мощность подсвиты варьирует от 383 м (скв. 20005) до 90 м (скв. 203).

Норкинская подсвита (инт. 2650-3387 м в скв. 20005 Карачовская и 2834-3435 м в скв. 203 Мензелино-Актанышская) сложена в основном грубо- и тонкопереслаивающимися буровато-фиолетовыми, розовато-коричневыми и реже зеленовато-серыми глинистыми сланцами и алевролитами, среди которых присутствуют прослой мелко- и среднезернистых, полевошпато-кварцевых и аркозовых песчаников, а также песчаных доломитов. Мощность отложений подсвиты в скв. 20005 и 203 составляет соответственно 737 и 601 м.

Общая мощность отложений актаньшской свиты в скв. 20005 и 183 составляет 1120 м и 692 м. По данным сейсморазведки МОГТ, мощность названного литостратиграфического подразделения увеличивается к северу и юго-востоку от Мензелино-Актаньшской площади, и в осевой зоне Камско-Бельского авлакогена составляет от 900 до 1200, а иногда и 1500 м (Романов и Ишерская, 1998, 2001; Маслов и Ишерская, 1998).

В пределах Камско-Бельского авлакогена отложения актаньшской свиты почти повсеместно перекрыты породами можаровской свиты. В то же время в ряде мест (Серноводско-Абдулинский авлакоген, юго-восточный склон Татарского и северный склон Оренбургского сводов) породы можаровской свиты или одновозрастные ей образования¹ несогласно перекрывают кристаллический фундамент и являются базальной толщей всей рифейской мегапоследовательности (Романов и Ишерская, 1997).

Можаровская свита объединяет преимущественно красноцветные породы: кварц-полевошпатовые и аркозовые гравелиты, песчаники, алевролиты и глинистые сланцы с прослоями песчанистых доломитов и доломитовых мергелей, а также линзами мелкогалечных конгломератов. Наиболее полно отложения свиты представлены на территории платформенного Башкортостана. Здесь и в прилегающих районах Татарстана в ее составе выделяются ротковская (нижняя) и минаевская (верхняя) подсвиты.

Ротковская подсвита (инт. 3780-4241 м в скв. 7000 Арланская, инт. 2030-2650 м в скв. 20005 Карачовская и инт. 2150-2834 м в скв. 203 Мензелино-Актаньшская) слагается розовато- и буровато-красными, а также розовато-серыми разнозернистыми полевошпато-кварцевыми, кварцевыми и аркозовыми песчаниками с рассеянной галькой и гравийными зернами. В виде маломощных прослоев и линз среди них встречаются мелкогалечные конгломераты, гравелиты, глинистые сланцы и алевролиты. Мощность ротковской подсвиты изменяется в широких пределах. На юго-восточном склоне Татарского свода она составляет всего 13-31 м, на северном склоне Оренбургского свода увеличивается до 124 м, в пределах Серноводско-Абдулинского авлакогена с запада на восток мощность отложений ротковской подсвиты растет от 44 до 178 м (а к югу до 266 м). В Камско-Бельском авлакогене в скв. 20005 мощность ротковской подсвиты равна 620 м, а в скв. 7000 – 461 м.

Минаевская подсвита вскрыта глубокими скважинами на юго-восточном склоне Татарского свода, в северной прибортовой полосе Камско-Бельского авлакогена, а также на северном склоне Оренбургского свода. Мощность отложений подсвиты в скв. 7000 Арланская составляет 277 м (инт. 3503-3780 м), в скв. 20007 Сулинская – 160 м (3042-3202 м), в скв. 20005 Карачовская – 100 м (2030-1930 м) и в скв. 203 Мензелино-Актаньшская – 185 м (1965-2150 м). Сложена она преимущественно карбонатно-терригенными отложениями, окрашенными в буровато-красные, реже светло-, розовато-серые тона (Романов и Ишерская, 1998). В Камско-Бельском авлакогене минаевская подсвита представлена полевошпато-кварцевыми алевролитами и аргиллитами с прослоями шоколадно-коричневых доломитов, мергелей и буровато-розовых кварц-полевошпа-

¹ По мнению В.А. Романова и М.В. Ишерской (1998), на территории Самарской области это боровская свита, на юге Татарстана – троичская и мизгиревская свиты, на востоке Татарстана – зияшевская, а в пределах Удмуртии и Пермской области – прикамская.

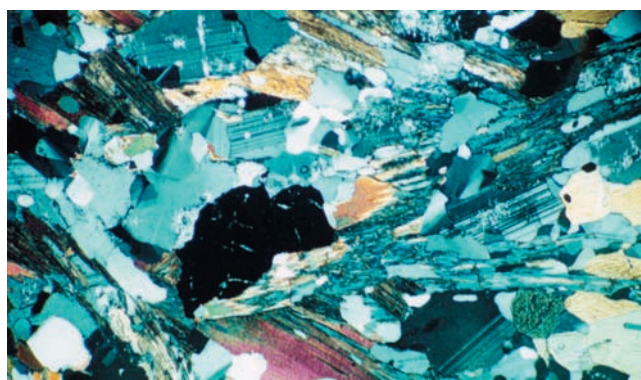
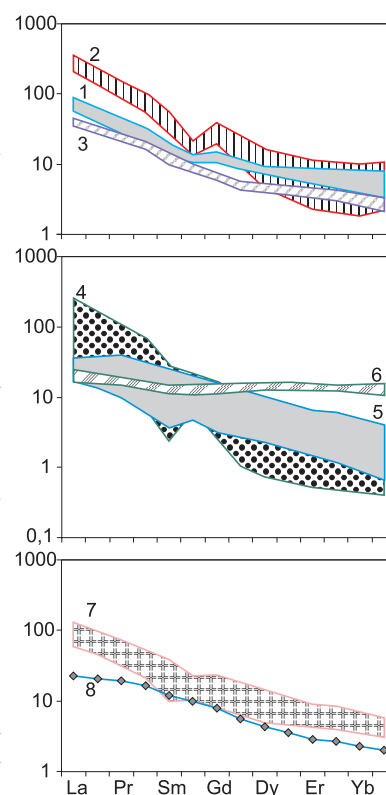


Рис.1. Крац-плагиоклазовый амфиболит. Скв.678, Глячи-Тамакская, инт. 2257,0 – 2262,0 м.

товых, реже кварцевых песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В Серноводско-Абдулинском авлакогене и на склонах Татарского (ТС) и Оренбургского (ОС) сводов в разрезах подсвиты преобладают пестроцветные и красноцветные кварц-полевошпатовые и аркозовые алевролиты и глинистые сланцы с прослоями кварцевых, полевошпато-кварцевых и полимиктовых разнозернистых песчаников и гравелитов. Общая мощность отложений можаровской свиты, по данным бурения, составляет от 50-90 м на склонах ТС до ~250 м на северном склоне ОС, и от 430 м в Серноводско-Абдулинском авлакогене до 740-860 м на северо-западе Камско-Бельского авлакогена. В центральной части Камско-Бельского авлакогена, по данным сейсморазведки МОГТ (Романов и Ишерская, 1998), мощность отложений свиты увеличивается до 1200-1500 м. Практически повсеместно отложения можаровской свиты согласно перекрыты доломитами калтасинской свиты.

Петрографические данные об источниках сноса. По данным минералого-петрографических исследований (Иванова и др., 1969; Алиев и др., 1977; Лагутенкова, Чепикова, 1982 и др.), размыву в областях сноса в начале рифея подвергались преимущественно гранито-гнейсы и биотитовые гнейсы Татарского свода и других выступов кристаллического фундамента.

Рис. 2. Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ в кристаллических породах фундамента ВЕП. 1 – дистен-амфибол-биотитовые и биотит-гранат-силлиманитовые плагиогнейсы; 2 – биотитовые плагиогнейсы; 3 – амфибол-биотитовые и гиперстен-биотит-амфиболовые плагиогнейсы; 4 – плагиограниты и гранито-гнейсы; 5 – монцодиориты, диориты и гранодиориты; 6 – породы основного состава (анортозиты, амфиболиты и долериты); 7 – кристаллосланцы; 8 – лампрофиты.



Геохимические данные об источниках сноса. Реконструкция состава пород в источниках сноса по геохимическим данным основана на ряде принципиальных моментов. Среди них значительную роль играет величина коэффициента распределения микроэлементов в морской воде и верхней коре. Элементы с высокими значениями указанного коэффициента (щелочные, щелочно-земельные, U и др.) сохраняются в растворенном виде в морской воде весьма долго. Напротив, для Ti, Zr, Hf, Al, Ga, редкоземельных элементов (РЗЭ), Y, Sc, Th, Nb и др. время пребывания в морской воде весьма мало и «... следовательно, эти элементы переходят в обломочные осадочные породы практически в тех же концентрациях, в которых они были в коре, и предоставляют нам ценную информацию о содержании их в исходных породах» (Тейлор и МакЛеннан, 1988, с. 41). Наиболее приемлемыми для реконструкции состава источников сноса и их мониторинга являются РЗЭ, Th, Sc и ряд высокозарядных элементов; особенности их распределения в породах источников сноса в подавляющем большинстве случаев сохраняются и в осадочных породах (Wronkiewicz & Condie, 1987, 1990; McLennan, 1989; Nesbitt, 1979; McLennan et al., 1993; Cullers, 1995 и др.).

Для анализа характера распределения РЗЭ в породах фундамента нами использована коллекция из более чем 20 образцов различных по минеральному составу плагиогнейсов, плагиогранитов, гнейсов и гранито-гнейсов, кристаллосланцев, пород основного состава, диоритов и гранодиоритов, отобранных как из керна скв. 2000 Туймазская (эта коллекция передана авторам Т.В. Ивановой и Р.Х. Мазагутовым, г. Уфа, ООО «Геопроект»), так и из керна скважин №№ 205, 678, 752, 2223, 20000 и 20011 (коллекция В.Г. Изотова и Л.М. Ситдиковой, Казанский университет), вскрывших породы фундамента в пределах Татарского свода.

Образцы глинистых сланцев и мелкозернистых алевролитов, представляющие базальные горизонты рифея, отобраны из разрезов норкинской подсвиты актаньшской свиты (скв. 20005 и 203) и минаевской подсвиты можаровской свиты (скв. 20007). Определение содержаний элементов-примесей в породах кристаллического фундамента и тонкозернистых обломочных породах выполнено в ИГГ УрО РАН под рук. Ю.Л. Ронкина и Е.С. Шагалова методом ICP-MS.

Скважиной Туймазинской 2000 вскрыты магматические и метаморфические образования. Первые из них слагают дайки и небольшие массивы в метаморфическом обрамлении. Среди них выделяются биотит-амфиболовые К-На гранодиориты, биотитовые малокальциевые граниты, амфиболовые монодиориты, кварцевые диориты, диориты и габбро-диориты, долериты. Вторые образованы частью

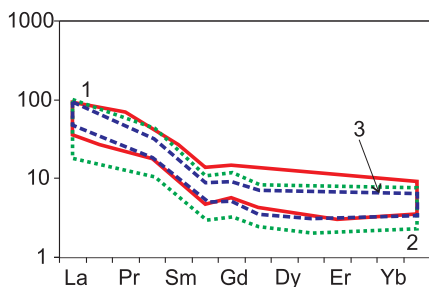


Рис. 3. Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ в тонкозернистых обломочных породах актаньшской и можаровской свит кыршинской серии нижнего рифея. 1 – тонкозернистые терригенные образования норкинской подсвиты, скв. 20005 Карачовская; 2 – то же, скв. 203 Мензелино-Актаньшская; 3 – глинистые сланцы и мелкозернистые алевролиты минаевской подсвиты, скв. 20007 Сулинская.

тонкозернистые терригенные образования норкинской подсвиты, скв. 20005 Карачовская; 2 – то же, скв. 203 Мензелино-Актаньшская; 3 – глинистые сланцы и мелкозернистые алевролиты минаевской подсвиты, скв. 20007 Сулинская.

по интрузивным породам, а частью – по проблематичному субстрату (аркозы, граувакки, кислые вулканиты) и включают микроклин-содержащие биотитовые гнейсы, гиперстен-биотит-амфиболовые плагиогнейсы, а также амфибол-биотитовые, биотит-амфиболовые и дистен-амфибол-биотитовые их разности.

Выполненное нами изучение Sm-Nd систематики роговообманково-биотитовых гранодиоритов, вскрытых скв. 2000 Туймазинской на глубинах 3090 и 3755 м, показало, что величина Nd модельного возраста (T_{DM}) для них составляет соответственно 2429 и 2811 млн. лет. Это подтверждает сделанные ранее выводы относительно присутствия в нижней части разреза скв. 2000 архейских образований (Гаррис и др., 1966).

Скважинами 205, 678, 752, 2223, 20000 и 20011 в пределах Татарского свода вскрыты биотит-микроклиновые лейкограниты, биотитовые плагиограниты, биотит-амфиболовые кварцевые диориты, плагиомигматиты, мезократовые плагиоклазовые амфиболиты (Рис. 1), биотит-гранат-силлиманитовые, биотит-амфиболовые и биотитовые плагиогнейсы, дупироксен-плагиоклазовые, дупироксен-биотит-амфиболовые гранулиты и эндербиты.

Все описанные выше диабазы, лампрофиры, габброиды и гранитоиды принадлежат К-На нормально-щелочным и субщелочным ассоциациям, составы которых на дискриминационных диаграммах попадают в поля островодужных и синколлизонных пород (Петров и др., 2007).

Значения основных параметров (La_N/Yb_N , La_N/Sm_N , Gd_N/Yb_N , La_N/Yb_N), определяющих форму нормированных на хондрит спектров РЗЭ в породах кристаллического фундамента и осадочных породах базальных уровней рифея, приведены в Табл. 1, а сами спектры показаны на Рис. 2.

Анализ РЗЭ-систематики пород фундамента показывает, что величина отношения La_N/Yb_N в именуемой у нас

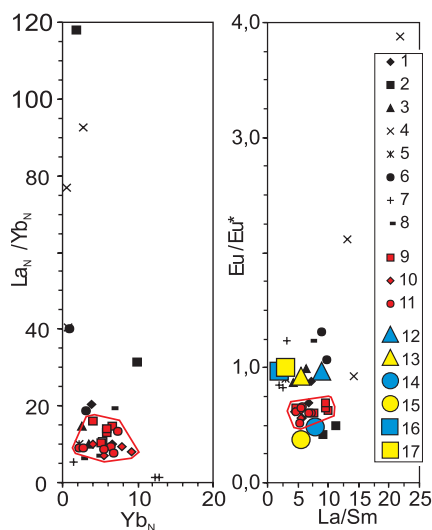


Рис. 4. Положение фигуративных точек составов тонкозернистых обломочных пород актаньшской и можаровской свит (красный контур) и ряда модельных геохимических объектов на диаграммах Yb_N-La_N/Yb_N (а) и $La/Sm-Eu/Eu^*$ (б). 1 – дистен-амфибол-биотитовые и биотит-гранат-силлиманитовые плагиогнейсы; 2 – биотитовые плагиогнейсы; 3 – амфибол-биотитовые и гиперстен-биотит-амфиболовые плагиогнейсы; 4 – плагиограниты и гранитогнейсы; 5 – лампрофиры; 6 – кристаллосланцы; 7 – анортозиты, амфиболиты, долериты; 8 – монодиориты, кварцевые диориты и биотитовые гранодиориты; 9 – тонкозернистые терригенные породы минаевской подсвиты можаровской свиты, скв. 20007 Сулинская; 10 – то же, норкинская подсвита актаньшской свиты, скв. 20005 Карачовская; 11 – то же, скв. 203 Мензелино-Актаньшская; 12-17 – модельные геохимические объекты, по (Condie, 1993): 12 – архейские ТТГ-ассоциации; 13 – протерозойские ТТГ-ассоциации; 14 – архейские гранитоиды; 15 – то же, протерозойские; 16 – позднеархейские базальты и коматииты; 17 – то же, раннепротерозойские.

Анализ РЗЭ-систематики пород фундамента показывает, что величина отношения La_N/Yb_N в именуемой у нас

выборке различается почти на 2 порядка. Так, кварц-плагиоклазовые амфиболиты характеризуются величиной $La_N/Yb_N \sim 1.39$, тогда как в биотитовых плагиогнейсах этот параметр составляет почти 118. Столь высокие значения La_N/Yb_N присущи, как известно, преимущественно породам архейских тоналит-гранодит-гранитных (ТТГ) ассоциаций (Martin, 1986). Величина отношения K/Rb в гранитоидах составляет от 25 до 140, что предполагает присутствие в составе продуцировавших их магм значительной доли корового вещества.

Величина отношения La_N/Sm_N имеет разброс значений в пределах порядка (от 1.22-1.38 в амфиболитах и биотит-амфибол-кварцевых диоритах до ~ 13.8 в биотит-кварц-плагиоклаз-микроклиновых гнейсах).

Для более 75 % образцов из проанализированной нами выборки пород кристаллического фундамента свойственно деплетирование тяжелых редких земель (пределы изменения величины отношения Gd_N/Yb_N составляют от 2.20 до более 11), что, по данным С. Тейлора и С. МакЛеннана (1988), является характерной особенностью позднеархейских калиевых гранитоидов.

По величине европиевой аномалии (Eu/Eu^*) имеющиеся в нашей коллекции образцы могут быть разделены на ряд групп. К первой из них, весьма немногочисленной, принадлежат биотитовые плагиогнейсы с весьма значительной отрицательной европиевой аномалией (0.47-0.55). Вторая группа объединяет дистен-амфибол-биотитовые плагиогнейсы и двупироксеново-плагиоклазовые кристаллосланцы со значениями $Eu/Eu^* \sim 0.74-0.78$. Третью группу образуют породы, в которых европиевая аномалия отсутствует ($0.92 < Eu/Eu^* < 1.10$). В состав данной группы входят как биотит-гранат-силлиманитовые и гиперстен-биотит-амфиболовые плагиогнейсы, так и флогопит-амфиболовые породы (лампрофиры?) или биотит-амфибол-кварцевые диориты. Наконец, в состав четвертой группы входят разнообразие интрузивные образования – биотитовые граниты, анортозиты, монцодиориты и биотитовые гранодиориты. Величина Eu/Eu^* достигает в ряде образцов этой группы 2.35-4.35.

Тонкозернистые обломочные породы актаньшской и жоjarовской свит кырпинской серии характеризуются несколькими параметрами распределения РЗЭ (Табл. 2). Так, величина отношения La_N/Yb_N в глинистых сланцах и мелкозернистых алевролитах норкинской подсвиты актаньшской свиты, вскрытых скв. 203 (Мензелино-Актаньшская), варьирует от 7.55 до 13.32. Деплетирование ТРЗЭ не наблюдается ($1.22 < Gd_N/Yb_N < 1.58$). Наклон левой, в области легких РЗЭ, части спектров достаточно крутой ($3.31 < La_N/Sm_N < 4.47$) (Рис. 3). Величина отрицательной европиевой аномалии составляет от 0.57 до 0.73, что в принципе сопоставимо со значениями Eu/Eu^* в таких модельных составах обычных осадочных пород, как средний австралийский постархейский сланец (PAAS), составная проба североамериканских глинистых сланцев (NASC) и генеральная проба глинистых пород фанерозоя Русской платформ-

мы (RPSC) (Тейлор и МакЛеннан, 1988; Gromet et al., 1984; Мигдисов и др., 1994). В скв. 20005 (Карачовская) породы этого же литостратиграфического уровня несколько меньшими значениями отношения La_N/Yb_N (6.95-10.10), более узкими рамками вариаций отношений La_N/Sm_N и Eu/Eu^* , тогда как пределы изменения значений параметра Gd_N/Yb_N несколько шире (1.19-1.64). Таким образом, породы норкинской подсвиты, вскрытые скв. 20005 и 203, по спектрам РЗЭ полностью сопоставимы между собой.

Тонкозернистые терригенные образования минаевской подсвиты имеют, по сравнению с породами норкинской подсвиты, в целом несколько более высокие значения La_N/Yb_N (10.35 - 15.15). Параметр La_N/Sm_N варьирует здесь в более широких пределах (2.95- 6.23) и, следовательно, форма левых ветвей нормированных на хондрит спектров РЗЭ здесь несколько более изменчива, чем в породах норкинской подсвиты. Деплетирование ТРЗЭ также не наблюдается, а величина отрицательной европиевой аномалии несколько выше (0.68 - 0.77). В целом, спектры РЗЭ в тонкозернистых алюмосиликокластических породах актаньшской и жоjarовской свит практически не отличаются друг от друга.

На диаграмме Yb_N-La_N/Yb_N (Рис. 4, а) фигуративные точки составов тонкозернистых терригенных пород актаньшской и жоjarовской свит локализованы в области достаточно низких значений как Yb_N , так и La_N/Yb_N , что позволяет предполагать заметную роль в их формировании архейских ТТГ-ассоциаций. На диаграмме $La/Sm-Eu/Eu^*$ точки глинистых сланцев и мелкозернистых алевролитов обеих свит расположены, благодаря типичным для них умеренным значениям отрицательной европиевой аномалии, между модельными составами архейских и протерозойских ТТГ-ассоциаций, с одной стороны, и архейских и протерозойских гранитоидов, с другой (Рис. 4, б); значения же отношения La/Sm в тех и других достаточно близки.

№ обр.	№ скв., площадь	Краткая характеристика	La_N/Yb_N	La_N/Sm_N	Gd_N/Yb_N	Eu/Eu^*
277м	2000, Туймазинская	Дистен-амфибол-биотитовый плагиогнейс	20.51	4.26	3.37	0.77
3к	678, Тлянчи-Тамакская	Биотит-гранат-силлиманитовый плагиогнейс	9.91	4.52	1.78	0.98
8к	752, Черемшанская	Биотитовый плагиогнейс	31.40	5.72	3.97	0.47
9к	752, Черемшанская	Биотитовый плагиогнейс	117.68	7.10	11.11	0.55
252м	2000, Туймазинская	Амфибол-биотитовый плагиогнейс	9.88	2.70	2.22	0.96
214м	2000, Туймазинская	Гиперстен-биотит-амфиболовый плагиогнейс	14.71	4.00	2.49	1.10
49м	2000, Туймазинская	Биотитовый плагиогранит	40.49	8.30	3.24	2.35
191м	2000, Туймазинская	Биотит-кварц-плагиоклаз-микроклиновый гнейс	76.71	13.79	4.63	4.32
11к	2223, Сотниковская	Двупироксеново-двуполевошпатовый гранитогнейс	92.87	8.91	5.92	1.03
67м	2000, Туймазинская	Флогопит-амфиболовая порода (лампрофир?)	10.08	1.89	3.54	1.00
10к	2223, Сотниковская	Двупироксеново-плагиоклазовый кристаллосланец	19.52	3.28	3.59	0.74
13к	20011, Бавлинская	Биотит-амфибол-двупироксеново-плагиоклазовый кристаллосланец	18.64	6.07	2.41	1.18
128м	2000, Туймазинская	Анортозит	5.19	2.02	2.20	1.37
4к	678, Тлянчи-Тамакская	Кварц-плагиоклазовый амфиболит	1.39	1.22	1.04	0.94
236м	2000, Туймазинская	Офитовый долерит	1.47	1.54	0.94	0.92
15м	2000, Туймазинская	Монцодиорит	6.34	4.48	1.25	1.37
433м	2000, Туймазинская	Биотит-амфибол-кварцевый диорит	7.05	1.38	3.36	1.03
10м	2000, Туймазинская	Биотитовый гранодиорит	39.78	5.56	4.39	1.46

Табл. 1. Значения основных параметров нормированных на хондрит спектров распределения РЗЭ в породах кристаллического фундамента.

№ образца	Скважина, свита, подсвита	La _N /Yb _N	La _N /Sm _N	Gd _N /Yb _N	Eu/Eu*
ПБ-51		13.14	4.82	1.43	0.68
ПБ-17	20007 Сулинская, можаровская свита, минаевская подсвита	10.78	3.88	1.54	0.67
ПБ-22		14.72	6.23	1.37	0.70
ПБ-16		10.35	2.95	1.75	0.73
ПБ-47		14.16	6.06	1.31	0.73
ПБ-18		15.15	5.77	1.37	0.77
ПБ-37	20005 Карачовская, азякульская свита, норкинская подсвита	9.31	3.49	1.49	0.69
ПБ-43		6.95	3.48	1.19	0.62
ПБ-50		10.09	3.56	1.64	0.62
ПБ-15		10.03	3.48	1.61	0.69
ПБ-21	203 Мензелино-Актанышская, азякульская свита, норкинская подсвита	13.32	4.47	1.52	0.67
ПБ-23		12.99	4.04	1.58	0.68
ПБ-24		9.16	3.55	1.44	0.73
ПБ-25		8.92	3.48	1.34	0.72
ПБ-26		8.81	4.23	1.22	0.67
ПБ-27		7.55	3.31	1.32	0.57

Табл. 2. Значения основных параметров нормированных на хондрит спектров распределения РЗЭ в тонкозернистых обломочных породах базальных уровней рифея.

Таким образом, сравнение РЗЭ-систематики кристаллических пород фундамента и тонкозернистых обломочных образований базальных горизонтов рифея Волго-Уральской области обнаруживает заметное отличие между ними. Так, значения La_N/Yb_N в последних варьируют в заметно меньших пределах, чем это типично для кристаллических образований, не характерны для них и предельно низкие (~ 1.4-1.5) величины рассматриваемого параметра. Пределы вариаций отношения La_N/Sm_N в обломочных образованиях примерно в 2 раза меньше, чем в кристаллических; не характерно для первых и деплетирование тяжелых РЗЭ, а величина европиевой аномалии во всех проанализированных нами образцах глинистых сланцев и мелкозернистых алеволитов примерно соответствует значениям Eu/Eu* в модельных постархейских глинистых сланцах. Исходя из характерных для тонкозернистых обломочных пород основания рифея значений Yb_N, La_N/Yb_N, La/Sm и Eu/Eu* можно высказать предположение о заметном вкладе в их формирование пород ТТГ-ассоциаций архея и раннего протерозоя. В то же время значения Nd модельных возрастов кристаллических пород фундамента по первым прикидкам существенно превосходят те оценки данного параметра, что были получены для тонкообломочных пород базальных уровней типового разреза рифея Южного Урала (Маслов и др., 2003). Это дает определенные основания считать, что прямой размыв выходящих на довендский эрозионный срез кристаллических пород фундамента ВЕП не был ведущим фактором формирования рифейских и вендских осадочных последовательностей, известных в области сочленения ВЕП и Западной мегазоны Урала, так как для последних столь древние Nd модельные возраста не характерны. Однако оценить степень достоверности данного предположения можно только установив значения T_{DM} для обломочных пород базальных горизонтов рифея Волго-Уральской области, что является первоочередной задачей наших дальнейших исследований.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН № 8 «Изотопные системы и изотопное фракционирование в природных процессах».

Литература

- Алиев М.М., Морозов С.Г., Постникова И.Е. и др. Геология и нефтегазоносность рифейских и вендских отложений Волго-Уральской провинции. М. Недра. 1977.
- Белоконь Т.В., Горбачев В.И., Балашова М.М. Строение и нефтегазоносность рифейско-вендских отложений востока Русской платформы. Пермь: ИПК «Звезда». 2001.
- Гаррис М.А., Постников Д.В., Попов Ю.Н. и др. Результаты изучения разреза и керн по опорной скважине 2000 (район г. Туймазы). Глубинное строение Урала. М. Наука. 1968. 295-305.
- Иванова З.П., Веселовская М.М. и др. Нефтегазоносные и перспективные комплексы центральных и восточных областей Русской платформы. Т. I. Доордовикские отложения центральных и восточных областей Русской платформы. Л. Недра. 1969.
- Лагутенкова Н.С., Чепикова И.К. Верхнедокембрийские отложения Волго-Уральской области и перспективы их нефтегазоносности. М. Наука. 1982.
- Лозин Е.В. Тектоника и нефтеносность платформенного Башкортостана. Ч. I. М. ВНИИОЭНГ. 1994.
- Маслов А.В., Ишерская М.В. Осадочные ассоциации рифея Волго-Уральской области (условия формирования и литофациальная зональность). Екатеринбург. ИГГ УрО РАН. 1998.
- Маслов А.В., Ронкин Ю.Л. и др. Источники сноса рифейских бассейнов седиментации области сочленения Русской платформы и Южного Урала: синтез петрографических, петро- и геохимических данных. Доклады АН. 2003. Т. 389. № 2. 219-222.
- Мигдисов А.А., Балашов Ю.А. и др. Распространенность редкоземельных элементов в главных литологических типах пород осадочного чехла Русской платформы. Геохимия. 1994. № 6. 789-803.
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В. и др. Sm-Nd систематика кристаллических пород фундамента востока Русской платформы как ключ к реконструкции источников сноса для верхнедокембрийского осадочных ассоциаций Западного Урала: первые результаты исследований. VIII Межд. конференция «Новые идеи в науках о Земле». Доклады. Т. 1. М.: РГПУ. 2007. 254-257.
- Постникова И.Е. Верхний докембрий Русской плиты и его нефтеносность. М. Недра. 1977.
- Романов В.А., Ишерская М.В. Базальный комплекс рифея платформенного Башкортостана и сопредельных территорий. Современные проблемы шарьяжно-надвиговой тектоники. Уфа: АН РБ. 1997. 85-87.
- Романов В.А., Ишерская М.В. Стратиграфия рифея платформенного Башкортостана. Уфа: ИГ УНЦ РАН. 1998.
- Романов В.А., Ишерская М.В. Рифей платформенного Башкортостана: стратиграфия, тектоника и перспективы нефтегазоносности. Уфа: Гилем. 2001.
- Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области. Е.М. Аксенов, В.И. Козлов. Объяснит. записка. Уфа: ИГ УНЦ РАН, ЦНИИГеолнатурд, БашНИПИНефть. 2000.
- Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М. Мир. 1988.
- 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. 107-131.
- Gromet L.P., Dymek R.F., Haskin R.A., Korotev R.L. The «North American Shale Composite»: Its compilation, major and trace element characteristics. Geochem. Cosmochim. Acta. 1984. V. 48. 2469-2482.
- Martin H. Effect of steeper Archean geothermal gradients on geochemistry of subduction-related magmas. Geology. 1986. V. 4. 753-756.
- McLennan S.M. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. Reviews in Mineralogy. 1989. V. 21. 169-200.
- McLennan S.M., Hemming S.R., McDaniel D.K., Hanson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. Processes controlling the composition of clastic sediments. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1993. V. 284. 21-40.
- Nesbitt H.W. Mobility and fractionation of rare elements during weathering of a granodiorite. Nature. 1979. V. 279. 206-210.
- 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. 2401-2416.
- 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. 343-354.