

Литогеохимия глинистых пород и вулканических туфов в разрезах венда западного склона Среднего Урала: черты сходства и различия*

А. В. Маслов

Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева
Сибирского отделения Российской академии наук,
Российская Федерация, 630090, Новосибирск, пр. Академика Коптюга, 3
Геологический институт Российской академии наук,
Российская Федерация, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

Для цитирования: Маслов А. В. (2020). Литогеохимия глинистых пород и вулканических туфов в разрезах венда западного склона Среднего Урала: черты сходства и различия. *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*, 65 (3), 577–599.
<https://doi.org/10.21638/spbu07.2020.309>

Рассматриваются литогеохимические особенности серо- и зеленоцветных, а также красноцветных глинистых пород и вулканических туфов, встречающихся среди отложений венда западного склона Среднего Урала (серебрянская серия, койвинская свита; сылвицкая серия, старопечнинская свита, чернокаменная свита). Приведенные материалы и их анализ позволяют достаточно обоснованно предполагать, что глинистые породы обычной окраски и красноцветные их разновидности по своим характеристикам принципиально не отличаются. На дискриминантных литогеохимических диаграммах их точки состава образуют поля, характеризующиеся существенными, если не почти полными, перекрытиями. При этом, как следует из анализа присущих глинистым породам разной окраски величин модулей Страхова и Бострёма, а также положения фигуративных точек на диаграмме $(Y/No)_{PAAS} - (Ce/Ce^*)_{PAAS}$, они не содержат экзальтивных компонентов. Источниками слагающего глинистые породы разной окраски материала являлись преимущественно (магматические?) породы кислого состава. Вулканические туфы сложены, напротив, материалом, близким по составу к трахиандезитам, андезитам и трахиандезибазальтам. Приведенные в статье данные дают основание думать, что красноцветная окраска многих глинистых пород, присутствующих среди отложений венда Среднего Урала, является результатом педогенных процессов, как это предполагается для красноцветных пород, залегающих среди отложений верхнего рифея и венда Южного Урала. С другой стороны, часть принимавшихся нами в поле за вулканические туфы прослоев, как и предполагалось ранее, может быть обычными осадочными образованиями, окраска которых была изменена вторичными процессами (оглеение и др.), в том числе и современными.

Ключевые слова: Средний Урал, венд, глинистые породы, вулканические туфы, литогеохимия

* Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФ (грант № 19-17-00099).

© Санкт-Петербургский государственный университет, 2020

1. Введение

К нижней части верхневендской осадочной последовательности (редкинский региогоризонт), залегающей в основании осадочного чехла Русской платформы, приурочены различной мощности пакеты и пачки шоколадно-коричневых и пестроцветных глинистых пород, содержащие прослои вулканических туфов (породы аномальной окраски — светло-серые с зеленоватым, розоватым и желтоватым оттенками) (Кирсанов и Шибалин, 1970; Аксенов и Волкова, 1969; Станковский и др., 1977; Фелицын и Сочава, 1996; Гражданкин, 2003). По данным (Борхвардт и Фелицын, 1992) вулканические туфы представлены преимущественно продуктами кислого вулканизма, часто туфогенные пачки состоят из туфоаргиллитов с различным соотношением вулканогенного и терригенного компонентов. Увеличение мощности и количества прослоев туфов в направлении от центра Московской синеклизы к Тиману и Уралу дает основание ряду авторов предполагать, что источники вулканогенного материала находились в названных областях (Аксенов и Иголкина, 1969; Беккер, 1983), хотя есть и иные точки зрения (Кузнецов и др., 2017).

В целом в верхневендских отложениях Русской платформы выделяются три туфогенных горизонта (Аксенов и Волкова, 1969): первый/нижний содержит прослой кристалло-литокластических и лито-кристалло-витрокластических туфов, во втором и третьем — можно видеть витрокластические и кристалло-витрокластические туфы.

В разрезах венда западного склона Среднего Урала вулканические туфы были не известны до начала 2000-х гг., несмотря на присутствие здесь пакетов и пачек красноцветных глинистых пород, визуальнo не отличимых от аналогичных образований, с которыми на Русской платформе они как раз и ассоциируют (Младших и Аблизин, 1967; Ключина и Курбацкая, 1970; Стратотип..., 1983; Курбацкая и др., 2001). В начале 2000-х гг. вулканические туфы были найдены Д. В. Гражданкиным как среди красноцветных глинистых пачек, так и пород обычной окраски, слагающих старопечнинскую, перевалокскую и чернокаменскую свиты сылвицкой серии (Маслов и др., 2004; 2005; 2006; Гражданкин и др., 2009).

Микропетрографические и литогеохимические исследования показали, что аномальная окраска прослоев не может служить однозначным критерием при распознавании туфов в полевых условиях. Были выделены (Маслов и др., 2006) два типа аномально окрашенных прослоев глинистых пород: 1) светло-серые с розоватым, кремовым, зеленоватым или стальным оттенком; 2) светло-коричневые с бежевым оттенком. Прослой первого типа, действительно, оказались пепловыми туфами, тогда как в прослоях второго типа явных признаков присутствия туфогенного материала нет. По величине гидролизатного модуля и ряда других литогеохимических параметров породы второго типа практически неотличимы от вмещающих их пород. Из сказанного очевидно, что полевые наблюдения должны подтверждаться комплексным исследованием образцов с аномальной окраской.

В составе туфов доминируют обломки базальтов или андезибазальтов и кристаллов плагиоклазов, а также фрагменты вулканического стекла (Маслов и др., 2006). Многие из последних обладают хорошо заметной пористостью, а вскрытые поры сохраняют острые края, что можно считать признаком пирокластической природы таких обломков. Данные дифрактометрических исследований выделен-

ной из туфов тонкой (< 0.001 мм) фракции указывают на присутствие существенного ($> 20\%$) количества смешаннослойных образований. Во вмещающих туфы аргиллитах такая фаза отсутствует.

Аналогичных исследований красноцветных глинистых пород, вмещающих в разрезах венда Среднего Урала большинство прослоев вулканических туфов, и их сопоставления с глинистыми породами обычной окраски не проводилось. Настоящая работа в какой-то мере заполняет этот пробел.

2. Фактический материал и методы исследования

На западном склоне Среднего Урала (Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий) к венду принадлежат отложения серебрянской и сылвицкой серий (Аблизин и др., 1982; Ключина, 1991; Стратиграфические..., 1993; Гражданкин и др., 2009; Гражданкин и Маслов, 2015) (рис. 1). Серебрянская серия объединяет танинскую, гаревскую, койвинскую, бутонскую и керносскую свиты. Танинская свита (мощность до 450–500 м) сложена редкогалеchnikовыми конгломератами (диамиктитами), полевошпато-кварцевыми песчаниками, гравелитами, алевролитами и алевритистыми глинистыми сланцами; подчиненную роль в ее разрезах играют измененные вулканогенные породы. LA-ICP-MS-U-Pb-возраст цирконов из пиллоу-базальтов основания танинской свиты составляет 598 ± 6 млн лет (Маслов и др., 2013). Гаревская свита (600–750 м) объединяет мелкозернистые песчаники и филлитизированные алевритистые глинистые сланцы. Койвинская свита (до 600–700 м) представлена чередованием филлитовидных пестро- и красноцветных сланцев, алевролитов и пестроцветных известняков и доломитов. В северной части мегантиклинория в разрезах свиты присутствуют щелочные базальтоиды (туфы и туффиты, пиллоу-базальты и т.п.), гематитовые сланцы, песчаники и диамиктиты. Бутонская свита (150–350 м) сложена темно-серыми низкоуглеродистыми глинистыми сланцами с маломощными прослоями алевролитов и мелкозернистых кварцевых и полевошпато-кварцевых песчаников. Керноская свита (200–1200 м) объединяет полевошпато-кварцевые песчаники с прослоями гравелитов и филлитовидных алеврито-глинистых пород. В северной части Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория в разрезах верхней части керносской свиты существенная роль принадлежит основным и ультраосновным вулканогенным породам дворцевого комплекса, встречаются здесь и диамиктиты.

Сылвицкая серия включает старопечнинскую, перевалокскую, чернокаменскую и усть-сылвицкую свиты. Старопечнинская свита (до 500 м) представлена в нижней части редкогалеchnikовыми конгломератами (диамиктитами), а в верхней — темноокрашенными песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. На подстилающих отложениях породы старопечнинской свиты залегают с перерывом и выполняют серию врезанных долин (Гражданкин и др., 2009). U-Pb-возраст цирконов из вулканических туфов, залегающих в пачке красноцветных глинистых пород в нижней части старопечнинской свиты составляет 569 ± 42 млн лет (Гражданкин и Маслов, 2015). Перевалокская свита (до 300 м) объединяет темно-серые аргиллиты, песчаники и гравелиты. U-Pb-возраст цирконов из вулканических туфов, присутствующих среди отложений свиты равен 567 ± 4 млн лет (Гражданкин и др., 2011). Выше наблюдается мощная (до 1500–1800 м) последовательность зеле-

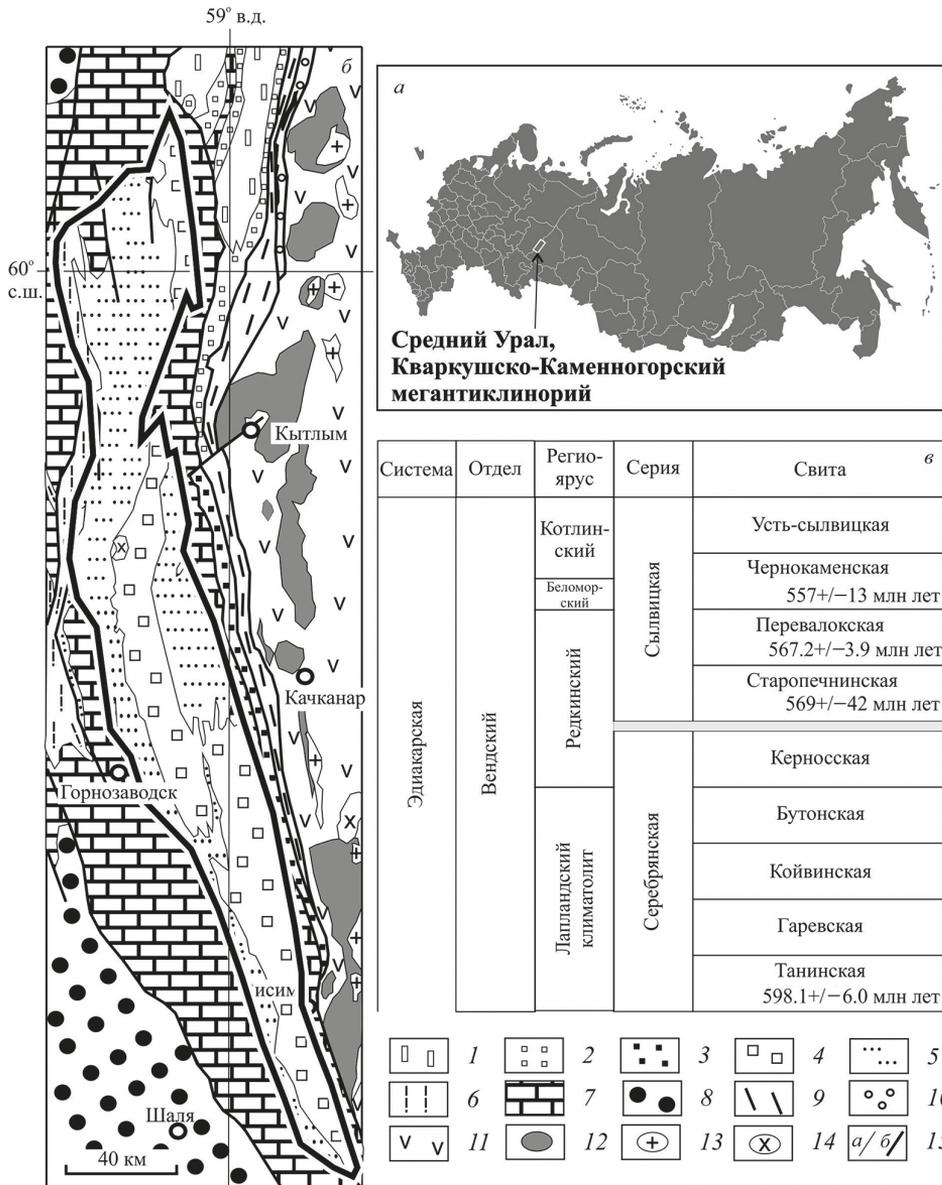


Рис. 1. Обзорная схема (а), схема геологического строения Центрально-Уральской мегазоны на Среднем и Северном Урале, по (Петров и Маслов, 2010) с некоторыми изменениями (б) и стратиграфическая колонка отложений венда (в)

1–3 — допалеозойские свиты Ишеримского антиклинория (1 — муравьиная, расьинская и ишеримская; 2 — велсовская; 3 — колпаковская); 4–6 — допалеозойские серии Кваркушского антиклинория (4 — басегская, 5 — серебрянская, 6 — сылвицкая); 7 — палеозойские терригенные и карбонатные образования шельфа Восточно-Европейского палеоконтинента; 8 — пермские карбонатно-терригенные отложения Предуральского прогиба; 9 — нижнепалеозойские базальты, алевролиты и песчаники рифтогенной пассивной континентальной окраины; 10 — меланжевый комплекс зоны Главного Уральского разлома; 11 — вулканогенные и осадочные образования Тагильской палеоостроводужной системы; 12–14 — магматические комплексы (12 — перидотит-габбровые; 13 — гранитоидные; 14 — сиенитовые); 15 — геологические границы (а) и главные разрывные нарушения (б).



Рис. 2. Породы обычной окраски — песчаники, алевролиты и глинистые сланцы (а), красноцветные глинистые породы (б) и прослои (светлые полосы) вулканических туфов в них (в, з)

а, з — чернокаменная свита; б — койвинская свита; в — старопечнинская свита.

новато-серых мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, выделяемая в чернокаменную свиту. U-Pb-возрастов цирконов из вулканических туфов, присутствующих в основании свиты составляет 557 ± 13 млн лет (Ронкин и др., 2006). Завершают разрез сыльвицкой серии полимиктовые и полевошпато-кварцевые песчаники с маломощными прослоями алевролитов и аргиллитов усть-сылвицкой свиты (500–600 м).

В целом можно считать, что присутствующие в разрезах венда Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория глинистые породы принадлежат двум литотипам: 1) обычно окрашенные (2.5Y 5/4, 2.5Y 5/1, 5Y 5/3, 5Y 5/1 и др., Munsell Color Charts) и 2) красноцветные (10YR 5/4, 2.5Y 5/4, 2.5Y 5/1, 5Y 5/3, 5Y 5/1 и др., Munsell Color Charts). Встречающиеся среди них вулканические туфы (породы с аномальной желтовато-коричневой, желтовато-зеленой, светло-серой и светло-коричневой окраской со слабым зеленоватым или бежевым оттенком) относятся к третьему литотипу (рис. 2).

Диагностика вулканогенной примеси в осадочных породах является одной из наиболее актуальных задач глобальной литохимии (Юдович и Кетрис, 2000). Для ее решения предложен ряд литогеохимических инструментов и подходов, существенно дополняющих возможности традиционного петрографического метода при поисках «камуфлированной» пирокластики. На присутствие в осадочных породах вулканогенной примеси могут указывать повышенные магнезиальность ($MgO > 3$ мас. %) и щелочность ($(Na_2O + K_2O) > 8$ мас. %), положительная корреляция между модулями ФМ и ТМ, ЖМ и ТМ, и отрицательная — между модулями НКМ и ФМ. Высокие значения MgO/CaO , ЩМ, ТМ и ЖМ и ряд других индикаторов также дают основание предполагать присутствие в составе иногда «внешне обычных осадочных пород» вулканогенной примеси (Юдович и Кетрис, 2000; 2010; Диагностика..., 2012).

По мнению авторов публикации (Юдович и др., 1984) для диагностики вулканогенных продуктов в песчаниках и глинистых породах в той или иной мере

информативными является большинство генетических модулей (гидролизатный, алюмокремневый, титановый, железный, щелочной и др.) и ряд модульных диаграмм, например, диаграммы (НМ+КМ) — ТМ, НМ — ТМ или ТМ — ЖМ. «Выбор подходящих модульных диаграмм делается [по мнению авторов названной выше работы — АМ] чисто эмпирически». Так, присутствие в породах и эксгалативных Fe и Mn, и полевошпатовой пирокластикой хорошо отражается на графике (НМ+КМ) — ЖМ. Пирокластика основного состава, характеризующаяся повышенными содержаниями TiO_2 , ведет к заметному росту значений ТМ. На наличие такого материала в осадочных породах указывают высокие величины КМ, ТМ и ЖМ, а также высокие содержания $Fe_2O_3^*$ и TiO_2 (Сочава и др., 1992).

Значения $KM \geq 0.31$ предполагают присутствие в тонкозернистых обломочных породах калиевого полевого шпата / кислой пирокластикой. Такой материал ведет и к повышенным значениям КМ+НМ; иногда она превосходит норму (0.70) для смеси ортоклаза и альбита в соотношении 1:1. На возможное присутствие в глинистых породах кислой пирокластикой могут при определенных условиях указывать и высокие, превосходящие ортоклазовую норму (0.27), значения алюмокремниевоего модуля. В работе (Юдович и др., 1986) отмечено, что еще одним петрохимическим критерием присутствия в терригенных породах пирокластикой является сумма $Na_2O + K_2O > 5$ мас. %. Содержание в глинистых породах $Na_2O > 3$ мас. % можно считать повышенным для сланцев; оно указывает на наличие в них значительного количества кислого плагиоклаза. Величины $(НМ + КМ) > 0.40$ также указывают на примесь в глинистых сланцах и аргиллитах полевошпатовой пирокластикой. Значимая положительная корреляция в глинистых породах между K_2O и TiO_2 , а также K_2O и MgO и повышенные содержания Mn, P, Ni и Zn, возможно, указывают на примесь щелочно-базальтовой пирокластикой (Юдович и др., 1986).

Ранее вопросы идентификации вулканического материала на основании данных о распределении петрогенных, малых, редких и рассеянных элементов в вулканогенных пачках и вмещающих их последовательностях редкинскогоризонта венда Русской платформы были рассмотрены в работе (Борхвардт и Фелицын, 1992). Анализ содержания основных петрогенных оксидов позволил ее авторам выделить два петрохимических типа туфов в разрезах венда Львовско-Кишиневской впадины и центральной части Московской синеклизы: 1) кремнистые ($SiO_2 > 75$, $Al_2O_3 — 7...11$ мас. %, слагают основной объем туфогенных горизонтов) и 2) высокоглиноземистые ($SiO_2 — 47...61$, $Al_2O_3 — 15...30$ мас. %). Показано, что на диаграмме Zr — Si/Al (или SiO_2/Al_2O_3) терригенные породы (как глинистые, так и песчаные) редкинскогоризонта и туфы образуют разные поля (точки только 10 % образцов туфов локализованы в поле нормальных/обычных осадочных пород). Важно подчеркнуть, что «...использование диаграммы Si/Al — Zr для установления присутствия вулканогенной компоненты, вероятно, ограничено только теми случаями, когда пепловый материал подвергся вторичным изменениям, приведшим к изменению химического состава. В случае отсутствия подобных изменений свежие вулканические пеплы андезитового и дацит-риолитового составов попадают на диаграмме Si/Al — Zr в поле осадочных пород» (Борхвардт и Фелицын, 1992, с. 44). Авторами последней работы установлено также, что спектры распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в кремнистых туфах подобны спектрам лантаноидов в глинистых сланцах. Наличие двух петрохимических разностей редкин-

ских туфов может быть обусловлено преобразованием вулканических пеплов при процессах гальмиролиза в бассейне осадконакопления. В результате могли формироваться маломощные прослои высокоглиноземистых туфов, содержащие повышенные концентрации Zr, Y, Hf, Th и РЗЭ. Кремнистые туфы рассматриваются как результат разбавления терригенной компоненты вынесенным из вулканических пеплов кремнеземом.

Исследование терригенных отложений венда Приднестровья, центральных районов Московской синеклизы и Прибалтики позволило А. В. Сочаве с соавторами (1992) показать, что в разрезе венда Приднестровья наблюдается ряд геохимических рубежей. Первый из них отвечает границе грушкинской и могилевской свит (ниже нее залегают туфы, туфопесчаники и вулканомиктовые граувакки — продукты щелочного базальтового вулканизма, а выше — аркозовые песчаники) и выражен тем, что терригенные породы выше него содержат значительно меньше мафических элементов и натрия при более высоких концентрациях оксида кремния в песчаниках. Следующий геохимический рубеж в разрезе могилев-подольской серии приходится на границу ярышевской и нагорянской свит. В зиньковских слоях (верхи ярышевской свиты), сложенных в том числе и туфогенными алевролитами, достаточно резко возрастает величина отношения Ti/Al в аргиллитах, что связано, по мнению А. В. Сочавы с соавторами (1992), с высоким содержанием в них титанистых минералов. Напротив, содержание K_2O в аргиллитах этого уровня относительно подстилающих глинистых пород бронницких слоев, сложенных в том числе и продуктами кислого вулканизма, ниже и ведет к выраженному росту параметра $Na/(Na + K)$.

При подготовке настоящей работы в распоряжении автора имелось порядка 230 анализов, полученных методом ICP-MS (прил. 4.1¹) и около 200 анализов, выполненных методом РФА (прил. 4.2²) в Институте геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург). Для характеристики окрашенных обычно и красноцветных глинистых пород использованы только валовые химические анализы с величинами потерь при прокаливании (ппп) менее 5 мас. %, для вулканических пеплов — все анализы.

3. Результаты исследований и их обсуждение

3.1. Основные породообразующие компоненты

В настоящем разделе сделана попытка сравнить содержание и соотношение ряда оксидов в трех перечисленных литотипах. Среднее содержание SiO_2 в окрашенных обычно аргиллитах серебрянской и сylvицкой серий составляет 60.33 ± 2.23 мас. %, для красноцветных разностей величина $SiO_{2\text{среднее}}$ равна 60.93 ± 1.99 мас. %, а для вулканических туфов — 57.55 ± 3.47 мас. %. Таким образом, с учетом погрешностей все литотипы по данному параметру не отличаются. Значения $Al_2O_{3\text{среднее}}$ для них составляет соответственно 17.61 ± 1.97 , 16.47 ± 1.72 и 18.96 ± 4.20 мас. %, т. е. так-

¹ Приложение 4.1 можно найти по электронному адресу: <https://escjournal.spbu.ru/article/view/6038/6138>. Приложение дано в авторской редакции.

² Приложение 4.2 можно найти по электронному адресу: <https://escjournal.spbu.ru/article/view/6038/6139>. Приложение дано в авторской редакции.

же сопоставимы. Это же можно сказать о $MgO_{\text{среднее}}$ (соответственно 2.40 ± 0.36 , 2.35 ± 0.40 и 2.10 ± 0.55 мас. %).

Среднее содержание суммарного железа в зелено- и сероцветных аргиллитах равно 7.29 ± 1.30 мас. %, в красноцветных разностях оно составляет 8.25 ± 1.28 мас. % (т. е. оба литотипа принципиально не отличаются по содержанию $Fe_2O_{3\text{общ}}$), а в вулканических туфах заметно ниже (5.80 ± 2.64 мас. %). Значения $K_2O_{\text{среднее}}$ в окрашенных нормально и красноцветных глинистых породах весьма близки (4.29 ± 1.2 и 4.15 ± 0.65 мас. %), в прослоях вулканических туфов $K_2O_{\text{среднее}}$ несколько ниже (3.76 ± 1.39 мас. %). По средним величинам Na_2O два первых литотипа практически идентичны (1.57 ± 0.65 и 1.56 ± 0.67 мас. %), тогда как вулканические туфы содержат почти в два раза больше Na_2O (3.56 ± 1.46 мас. %).

Сумма оксидов натрия и калия в вулканических туфах составляет в среднем 7.32 ± 1.53 мас. % (минимум — 5.27, максимум — 9.27 мас. %). Интересно отметить, что средние значения суммы оксидов калия и натрия практически идентичны для вулканических туфов, присутствующих в разрезах старопечнинской и чернокаменной свит (7.68 ± 1.61 и 7.78 ± 1.39 мас. %), тогда как в туфах перевалокского уровня эта величина заметно меньше (5.60 ± 0.42 мас. %). Значение отношения Al_2O_3/SiO_2 (алюмокремниевый модуль) в серо- и зеленоцветных глинистых породах венда Среднего Урала варьирует от 0.21 до 0.51 (среднее — 0.29 ± 0.04), в красноцветных аргиллитах и алевроаргиллитах величина $Al_2O_3/SiO_{2\text{среднее}}$ составляет 0.27 ± 0.03 , а в вулканических туфах она несколько выше (0.33 ± 0.09), хотя с учетом погрешностей можно считать, что принципиальных различий по данному параметру между всеми тремя литотипами также нет. Примерно такой же вывод можно сделать из анализа величин $K_2O/Na_2O_{\text{среднее}}$ (соответственно 3.53 ± 3.10 , 3.32 ± 1.84 и 1.41 ± 1.29), хотя очевидно, что сходство собственно глинистых пород по данному параметру заметно выше. Средняя величина K_2O/Al_2O_3 (калиевый модуль) в породах первого литотипа составляет 0.24 ± 0.04 , второго — 0.25 ± 0.03 (такие значения данного параметра предполагают присутствие в составе глинистых пород значительной доли литогенного, многократно переотложенного материала (Сох et al., 1995 и др.)), третьего — 0.20 ± 0.05 . Средние величины отношения SiO_2/Al_2O_3 для рассматриваемых литотипов составляют 3.56 ± 0.32 , 3.74 ± 0.50 и 3.21 ± 0.85 (отношение Si/Al равно соответственно 3.16 ± 0.29 , 3.31 ± 0.45 и 2.85 ± 0.75).

3.2. Редкие и рассеянные элементы

Среднее содержание Sc в обычно окрашенных глинистых породах составляет 17.60 ± 6.73 г/т. Красно- и пестроцветные их разности характеризуются примерно таким же содержанием этого элемента (15.22 ± 6.84 г/т), тогда как в вулканических туфах величина $Sc_{\text{среднее}}$ несколько выше (24.94 ± 11.27 г/т). Первые два литотипа сопоставимы по среднему содержанию Cr (соответственно 146.25 ± 62.10 и 126.43 ± 41.22 г/т). В вулканических туфах значение Cr среднее примерно в 3 раза ниже (46.06 ± 32.79 г/т) и с учетом погрешностей можно считать эти различия значимыми, что нельзя сказать в отношении Co (16.33 ± 4.95 , 15.77 ± 3.64 и 18.14 ± 12.53 г/т). Глинистые породы двух первых литотипов весьма близки по средним содержаниям Y (30.14 ± 11.87 и 27.34 ± 10.20 г/т), вулканические туфы отличаются несколько большей величиной $Y_{\text{среднее}}$ (42.32 ± 21.50 г/т), но с учетом погрешностей все три литотипа в принципе

сопоставимы между собой. Это же можно сказать в отношении Zr (219.47 ± 56.28 , 192.65 ± 58.64 и 243.88 ± 96.73 г/т), La (44.26 ± 15.81 , 40.74 ± 11.01 и 37.61 ± 17.85 г/т) и Ho (1.09 ± 0.40 , 1.00 ± 0.32 и 1.46 ± 0.57 г/т). Почти так же распределены Hf и Th (5.99 ± 1.47 , 5.28 ± 1.43 и 6.60 ± 2.37 г/т, 14.10 ± 4.94 , 12.75 ± 3.59 и 9.14 ± 3.85 г/т).

Сумма редкоземельных элементов в серо- и зеленоцветных глинистых породах варьирует в пределах $36.05 \dots 503.17$ г/т (среднее — 213.97 ± 72.53 г/т), для красноцветных аргиллитов и алевроаргиллитов параметр $R3\sum_{\text{среднее}}$ составляет 196.27 ± 52.27 г/т, для вулканических туфов — 209.99 ± 93.59 г/т. Таким образом, рассматриваемые литотипы по данному параметру между собой принципиально не отличаются.

3.3. Основные литохимические модули и индикаторные отношения элементов-примесей

Средние величины гидролизатного модуля $(Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3^* + MnO)/SiO_2$ в окрашенных обычно и красноцветных глинистых породах составляют соответственно 0.43 ± 0.05 и 0.42 ± 0.05 , т. е. статистически почти идентичны. Для вулканических туфов этот параметр равен 0.46 ± 0.08 (минимум — 0.34, максимум — 0.55).

Среднее значение титанового модуля (TiO_2/Al_2O_3) для пород первого литотипа равно 0.048 ± 0.006 , второго — 0.049 ± 0.007 , для вулканических туфов — 0.077 ± 0.028 .

Средние величины модуля $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$ в исследуемой нами выборке варьируют от 0.33 ± 0.04 (глинистые породы нормальной окраски) до 0.39 ± 0.04 (вулканические туфы). Красноцветные аргиллиты и алевроаргиллиты по данному параметру почти не отличаются от пород нормальной окраски (0.34 ± 0.06).

Средние значения железного модуля $(Fe_2O_3^* + MnO)/(Al_2O_3 + TiO_2)$ для рассматриваемой нами выборки находятся в пределах от 0.33 ± 0.21 (вулканические туфы) до 0.49 ± 0.10 (красноцветные глинистые породы). $JM_{\text{среднее}}$ для зелено- и сероцветных аргиллитов и алевроаргиллитов составляет 0.41 ± 0.08 .

Средняя величина фемического модуля $(Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2$ для окрашенных обычно пород составляет 0.16 ± 0.03 , для красноцветных глинистых пород — 0.17 ± 0.03 , для вулканических туфов — 0.14 ± 0.05 . Считается (Юдович и Кетрис, 2000), что фемический модуль в петрогенных и вулканогенных отложениях практически всегда имеет значения более 0.10. Преимущественно петрогенную природу тонкой алюмосиликокластики в разрезах венда Среднего Урала подтверждает положительная корреляция между ТМ и ЖМ (0.42 и 0.44) и отрицательная между НКМ и ГМ (соответственно -0.14 и -0.62) для первых двух литотипов. Соотношение в них Zr/Sc и Th/Sc предполагает примерно равные доли литогенного и петрогенного материалов.

Значения отношения La/Sc в зелено- и сероцветных глинистых породах венда западного склона Среднего Урала находятся в коридоре $0.41 \dots 6.45$ (среднее — 2.62 ± 0.79). Красноцветные глинистые породы характеризуются средней величиной La/Sc 3.05 ± 1.29 (минимум — 0.60, максимум — 8.76), а вулканические туфы обладают заметно более низким значением La/Sc_{среднее} (1.82 ± 1.09). Для средних архейских гранитов эта величина, по данным (Condie, 1993), составляет 12.50, для позднепротерозойских базальтов — 0.39.

Средняя величина Th/Co в окрашенных обычно породах характеризуется большим разбросом минимальных и максимальных значений (соответственно 0.10 и 56.70), что предполагает возможность вторичного перераспределения элементов или присутствие в пробах минералов-концентраторов тория. Для красноцветных разностей разброс «более приемлемый» (0.27...1.22), а среднее значение рассматриваемого параметра составляет 0.84 ± 0.25 . Примерно в тех же рамках находится величина Th/Co_{среднее} для вулканических пеплов (0.66 ± 0.36). В PAAS величина данного отношения составляет 0.63 (Condie, 1993).

Значительным разбросом минимальных и максимальных величин характеризуется также в зелено- и сероцветных глинистых породах и параметр Cr/Th (5.20 и 92.50, среднее — 13.36 ± 12.39). В пестро- и красноцветных аргиллитах и алевроаргиллитах величина Cr/Th_{среднее} равна 10.77 ± 6.11 (6.52...33.35). Для вулканических туфов Cr/Th_{среднее} заметно ниже (5.32 ± 2.93), но с учетом погрешностей рассматриваемое отношение можно считать для всех трех литотипов статистически близким. Средние граниты архея характеризуются значением Cr/Th 1.07, средние позднепротерозойские андезиты — 13.51 (Condie, 1993). Для средних позднепротерозойских базальтов величина данного параметра равна 58.46 (!).

Среднее значение Th/Sc в рассматриваемых нами литотипах составляет 0.81 ± 0.21 , 1.00 ± 0.46 и 0.46 ± 0.36 . Для PAAS этот параметр равен 0.91 (Condie, 1993).

В целом, все сказанное позволяет считать, что по большинству рассмотренных литогеохимических параметров глинистые породы венда Среднего Урала, имеющие как обычную, так и красноцветную окраску, принципиально не отличаются друг от друга.

Вынесенные на диаграмму Zr — Si/Al (Борхвардт и Фелицын, 1992) фигуративные точки наших литотипов распределены следующим образом. Львиная доля точек окрашенных обычно глинистых пород сосредоточена в области составов терригенных пород венда Русской платформы. Подавляющее число точек красноцветных глинистых пород, для которых характерны значения $Zr < 200$ г/т и $SiO_2/Al_2O_3 > 3$, напротив, отвечает области составов пород вулканических. В эту же область попадает около трети точек вулканических туфов из разрезов венда западного склона Среднего Урала (рис. 3).

Итак, главный вопрос, на который нам необходимо ответить, — насколько похожи или отличны друг от друга по своим литогеохимическим параметрам зелено- и сероцветные глинистые породы и красноцветные породы? Постараемся сделать это путем анализа характера распределения фигуративных точек обоих указанных литотипов на различных литогеохимических диаграммах, получая параллельно и некоторую дополнительную, не лишнюю интереса информацию.

На классификационной диаграмме НКМ — ФМ (Юдович и Кетрис, 2000) фигуративные точки состава глинистых пород обычной окраски сосредоточены в основном в поле V (типичная трехкомпонентная смесь хлорита, смектита и гидрослюд) и частично в полях II (породы с преобладанием смектита и подчиненным количеством каолинита и гидрослюд), IV (глинистые породы преимущественно хлорит-гидрослюдистого состава) и VI (гидрослюдистые глинистые породы с той или иной примесью тонкодисперсного полевого шпата) (рис. 4, а). Примерно также распределены здесь точки пород красноцветной окраски. Точ-

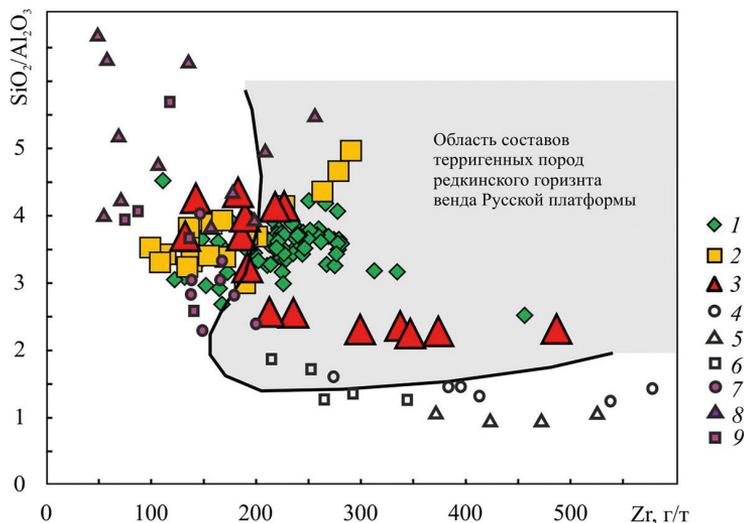


Рис. 3. Положение точек обычно окрашенных и красноцветных глинистых пород и вулканических туфов венда Среднего Урала и вулканических туфов Русской платформы на диаграмме Zr — ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) (Борхвардт и Фелицын, 1992)

1 — обычно окрашенные глинистые породы; 2 — то же, красноцветные; 3 — вулканические туфы; 4–6 — высокоглиноземистые туфы редкинского горизонта Русской платформы, по (Борхвардт и Фелицын, 1992) (4 — северо-восточная часть Московской синеклизы, 5 — Львовско-Кишиневская впадина, 6 — центральные районы Московской синеклизы); 7–9 — кремнистые туфы редкинского горизонта (7 — северо-восточная часть Московской синеклизы, 8 — Львовско-Кишиневская впадина, 9 — центральные районы Московской синеклизы).

ки вулканических туфов локализованы в полях V и VI. Образуемая ими область имеет существенное перекрытие с областями фигуративных точек двух других литотипов.

На диаграмме $\text{K}/\text{Al} — \text{Mg}/\text{Al}$ (Turgeon and Brumsack, 2006) области точек двух первых литотипов имеют практически стопроцентное перекрытие и тяготеют к референтной точке иллита (рис. 4, б). Здесь же присутствует примерно половина точек вулканических туфов. Другая их половина имеет несколько меньшие, чем основная масса точек первых двух литотипов, значения K/Al и Mg/Al , и расположена между референтными точками иллита и каолинита. Примерно такое же распределение фигуративных точек наблюдается на диаграммах ГМ — ТМ и КМ — ТМ (не показаны за неимением места). Точки составов глинистых пород двух первых литотипов образуют практически полностью перекрывающиеся области. К этим областям тяготеет примерно треть точек вулканических туфов, тогда как другие имеют более высокие значения титанового модуля.

Верхнедокембрийские глинистые породы во многих или в большинстве случаев обычно так или иначе затронуты процессами калиевого метасоматоза, способного заметно изменить величины многих литохимических модулей и индексов, но в нашем случае этого можно не опасаться, так как на диаграмме $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} — \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Bolnar et al., 2005) в поле составов таких/измененных пород присутствует только

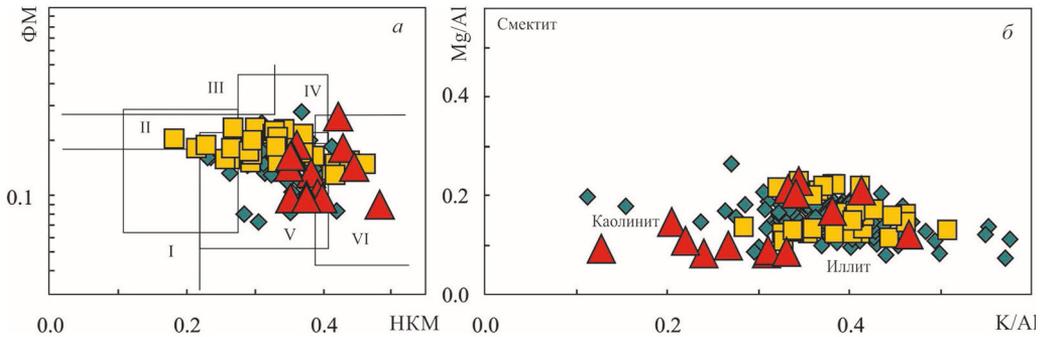


Рис. 4. Распределение точек обычно окрашенных и красноцветных глинистых пород и вулканических туфов на диаграммах НКМ — ФМ (а) (Юдович и Кетрис, 2000) и К/Al — Mg/Al (б) (Turgeon and Brumsack, 2006)

Условные обозначения: см. рис. 3.

Поля глинистых пород: I — преимущественно каолинитовых; II — с преобладанием смектита и подчиненным количеством каолинита и гидрослюд; III — с доминированием хлорита и примесью Fe-гидрослюд; IV — преимущественно хлорит-гидрослюдистого состава; V — хлорит-смектит-гидрослюдистых; VI — гидрослюдистых с примесью тонкодисперсного полевого шпата.

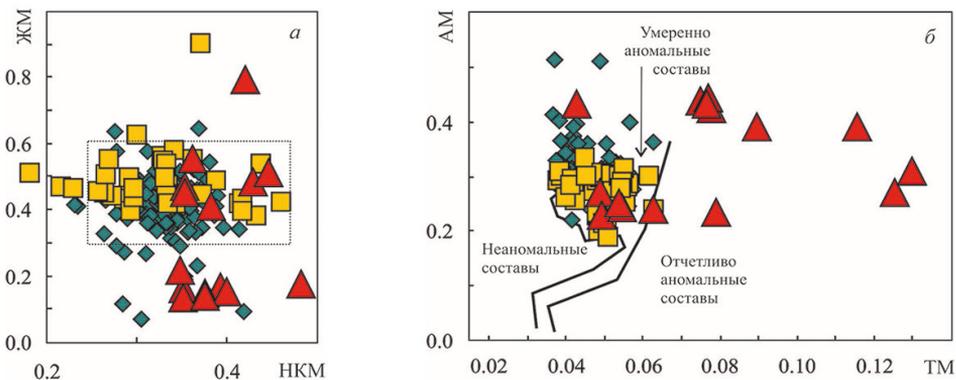


Рис. 5. Локализация точек окрашенных обычно и красноцветных глинистых пород и вулканических туфов на диаграммах НКМ — ЖМ (а) и ТМ — АМ (б) (Юдович и др., 1984)

Условные обозначения: см. рис. 3.

Прямоугольным контуром на части а показана область компактного распределения точек глинистых пород разной окраски.

одна точка из 194 (!). Это позволяет рассматривать большинство полученных ниже выводов как вполне корректные.

На модульной диаграмме НКМ — ЖМ (Юдович и др., 1984) точки нормально окрашенных и красноцветных глинистых сланцев распределены довольно компактно, а образуемые ими поля имеют существенное перекрытие. Примерно половина точек вулканических туфов также тяготеет к указанной области, однако ряд точек туфов характеризуется как более высокими, так и низкими величинами ЖМ, что выводит их за пределы «наиболее кучной совокупности», описываемой значениями: $0.25 < \text{НКМ} < 0.47$ и $0.25 < \text{ЖМ} < 0.60$ (рис. 5, а).

Модульные диаграммы ТМ — ЖМ и ТМ — АМ являются, по представлениям (Юдович и др., 1984), одними из наиболее пригодных для разграничения пород,

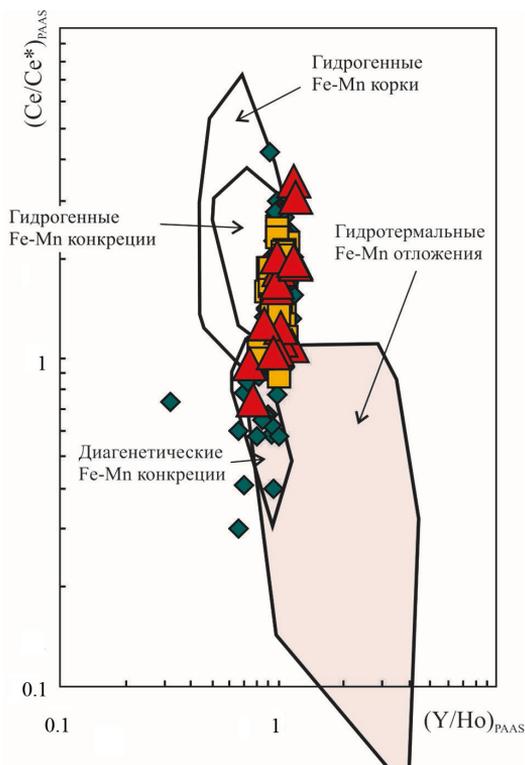


Рис. 6. Распределение точек окрашенных обычно и красноцветных глинистых пород, а также вулканических туфов на диаграмме $(Y/No)_{PAAS} — (Ce/Ce^*)_{PAAS}$ (Bau et al., 2014)

Условные обозначения: см. рис. 3.

содержащих и не содержащих примесь вулканогенного материала. На диаграмме ТМ — АМ подавляющее число фигуративных точек нормально окрашенных и красноцветных глинистых пород сосредоточено в поле «неаномальных составов» (рис. 5, б), большинство точек вулканических туфов расположено в области «отчетливо аномальных составов», хотя среди них есть и такие, что попали в область «обычных» терригенных отложений.

Зелено- и сероцветные глинистые породы в разрезах венда западного склона Среднего Урала характеризуются средней величиной т. н. модуля Страхова (Страхов, 1976) 10 ± 2 (минимум — 2, максимум — 17). Это дает основание считать, что в них нет эксгальтивных компонентов. Однако такой же вывод можно сделать и для красноцветных аргиллитов и алевроаргиллитов, так как параметр $(Fe + Mn)/Ti_{\text{среднее}}$ для них составляет 12 ± 2 (минимум — 10, максимум — 22). Подтверждением сказанному являются и свойственные двум этим литотипам средние значения модуля Бострёма $Al/(Al + Fe + Mn)$ (Boström, 1973) — 0.64 ± 0.06 и 0.60 ± 0.04 . В породах, содержащих эксгальтивные компоненты, значения названных модулей составляют соответственно более 25 и менее 0.40. Дополнительным аргументом может выступать и локализация фигуративных точек всех трех литотипов на диаграмме $(Y/No)_{PAAS} — (Ce/Ce^*)_{PAAS}$ (Bau et al., 2014), где практически ни одна из них не попадает в область собственно гидротермальных Fe-Mn-отложений (рис. 6). Приведенные соображения кажутся нам весьма важными, так как ведут к отрицанию обязательной взаимосвязи вулканических туфов с красноцветными глинистыми породами,

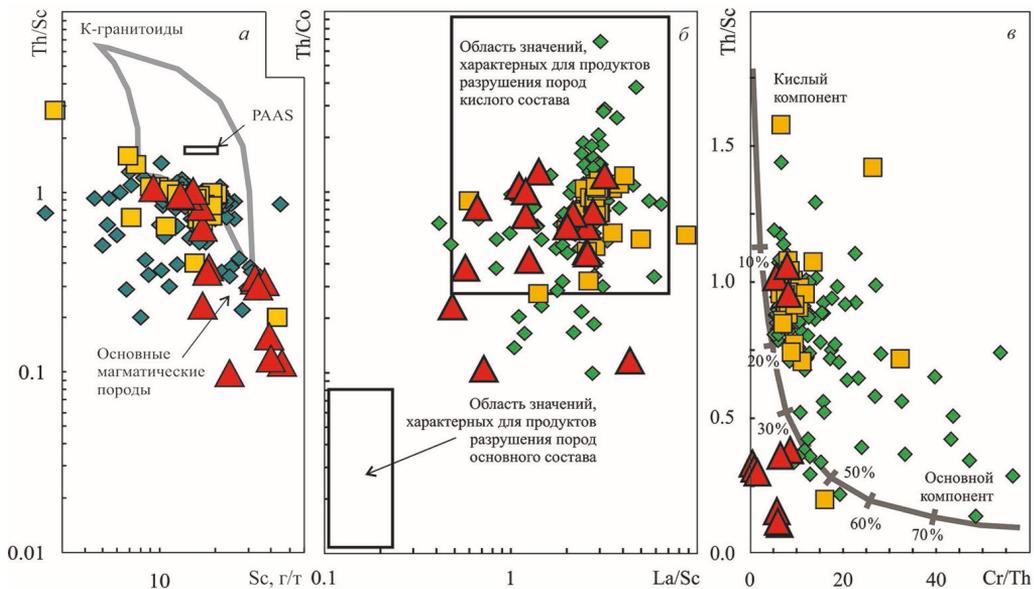


Рис. 7. Положение точек окрашенных обычно и красноцветных глинистых пород, а также вулканических туфов на диаграммах Sc — Th/Sc (а) (Fedо et al., 1997), La/Sc — Th/Co (б) (Taylor and McLennan, 1985) и Cr/Th — Th/Sc (в) (Bracciali et al., 2007)

Условные обозначения: см. рис. 3.

представлявшимися многим авторам отложениями, в той или иной степени связанными с вулканической деятельностью, пусть и находившимися от областей активного вулканизма на значительном расстоянии.

Распределение фигуративных точек на диаграмме Sc — Th/Sc (Fedо et al., 1997) (рис. 7, а) дает основание предполагать, что в источниках сноса преобладали основные и средние магматические породы. Локализация точек вулканических туфов на этом графике демонстрирует существенный вклад в состав многих из них основной пирокластики. Анализ положения точек на диаграмме La/Sc — Th/Co (Taylor and McLennan, 1985) (рис. 7, б) приводит к несколько иному выводу: состав пород на палеоводосборах в венде был более кислым, чем это следует из рассмотрения графика Sc — Th/Sc. В пользу этого свидетельствует и распределение точек обычно окрашенных и красноцветных глинистых пород на диаграмме Cr/Th — Th/Sc в редакции (Bracciali et al., 2007) (рис. 7, в). Точки вулканических туфов образуют на указанном графике два кластера, однако рассмотрение их с учетом данных о стратиграфической принадлежности туфов показывает, что какой-либо определенной закономерности здесь нет. Характеризуясь в целом значениями Cr/Th < 20, туфы каждого литостратиграфического подразделения представлены разностями и с высокими, и с низкими величинами Th/Sc (старопечнинская свита — 0.64 и 0.10, 0.11 и 0.16; перевалокская свита — 0.83, 0.94 и 0.38; чернокаменная свита — 1.02, 0.96 и 1.06, а также 0.24, 0.32, 0.12, 0.33, 0.36, 0.31 и 0.30).

На диаграмме SiO₂ — (Na₂O + K₂O) (Le Bas et al., 1986) точки вулканических туфов, присутствующих в разрезах старопечнинской свиты, локализованы в поле трахиандезитов (рис. 8). Вулканические туфы из отложений перевалокского уров-

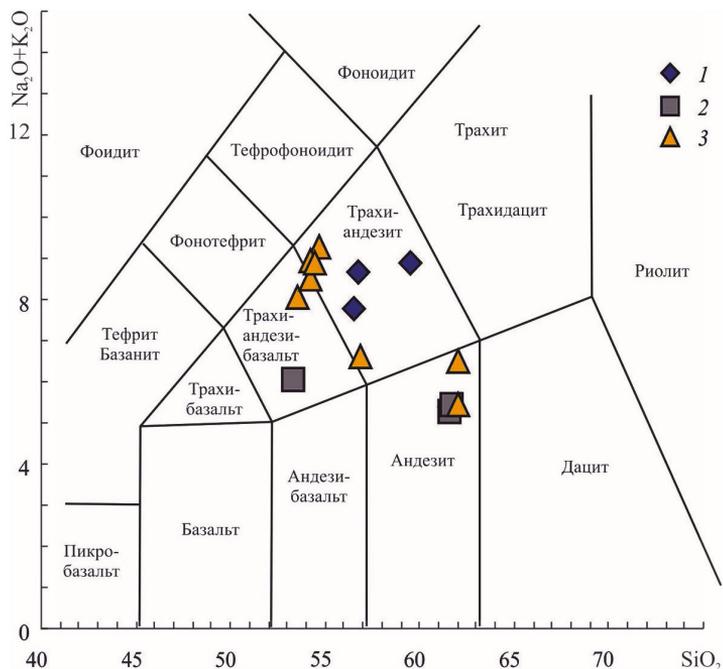


Рис. 8. Положение фигуративных точек вулканических туфов, присутствующих в разрезах старопечнинской (1), перевалокской (2) и чернокаменной (3) свит на диаграмме SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (Le Bas et al., 1986)

ня имеют состав, сходный с трахиандезитобазальтами и андезитами. Точки туфов чернокаменского уровня присутствуют во всех трех названных полях. Если слагающий туфовые прослои материал не претерпел существенных постседиментационных изменений, можно считать, что примерно таким же был и состав исходных вулканических пеплов.

Используя данные Д. В. Борхвардта и С. Б. Фелицына (1992) можно сделать вывод, что точки кремнистых туфов Русской платформы сопоставимы по содержанию Zr и Hf с подавляющим большинством обычно окрашенных и красноцветных глинистых пород венда западного склона Среднего Урала (рис. 9, а). Ряд точек туфов (например, присутствующие среди отложений чернокаменной свиты образцы 03-ис-25, ск-1, ск-2 и ск-3) на графике Zr — Hf сопоставим с высокоглиноземистыми туфами платформы.

На графике Zr — Y (Борхвардт и Фелицын, 1992) распределение точек обычно окрашенных и красноцветных глинистых пород и вулканических туфов из разрезов венда Среднего Урала несколько иное (рис. 9, б). В полях кремнистых и высокоглиноземистых туфов присутствуют примерно равные количества точек всех трех литотипов. Интересно отметить, что фигуративные точки вулканических туфов, встречающихся среди пород старопечнинской, перевалокской и чернокаменной свит, также есть в обоих названных полях.

Средняя величина отношения $(\text{La}/\text{Yb})_N$ для обычно окрашенных глинистых пород венда Среднего Урала составляет 10.75 ± 2.69 (минимум — 5.17, максимум —

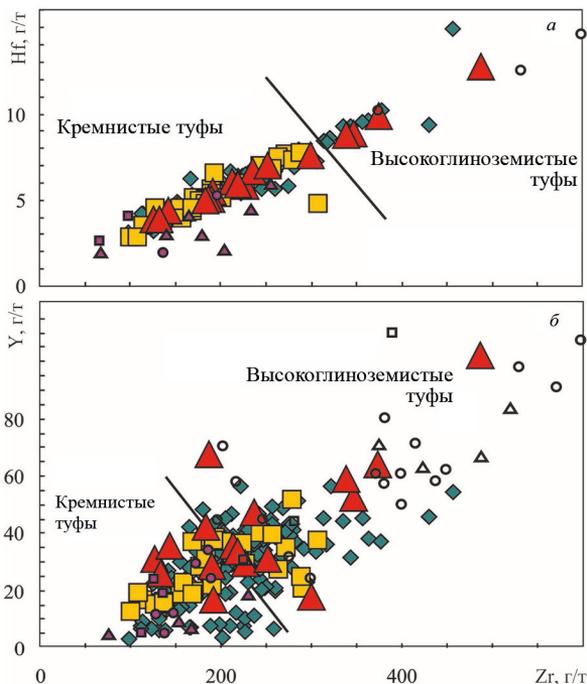


Рис. 9. Положение точек обычно окрашенных и красноцветных глинистых пород и вулканических туфов венда Среднего Урала и вулканических туфов Русской платформы на диаграммах Zr — Hf (а) и Zr — Y (б) (Борхвардт и Фелицын, 1992)

Условные обозначения: см. рис. 3.

20.86). Это предполагает присутствие на палеоводоразделах широкого спектра образований — от близких к основным магматическим породам до гранитоидов. Средняя величина $(Gd/Yb)_N$ составляет 1.71 ± 0.28 , максимальное значение данного параметра равно 2.92. Среднее значение отрицательной европиевой аномалии 0.65 ± 0.06 . Для такого референтного объекта как PAAS (Taylor and McLennan, 1985) перечисленные выше параметры составляют 9.17, 1.36 и 0.66.

Красноцветные глинистые породы характеризуются средней величиной $(La/Yb)_N$ 10.73 ± 2.70 . Минимальное значение данного параметра (5.69) сопоставимо с тем, что присуще обычно окрашенным глинистым породам, максимальное (15.60) немного ниже. Отношение $(Gd/Yb)_N$ с учетом погрешностей (1.69 ± 0.26) сопоставимо с тем, что присуще глинистым породам обычной окраски. Это же можно сказать и о Eu аномалии (0.67 ± 0.06).

Вулканические туфы в целом по выборке имеют заметно более низкое среднее значение $(La/Yb)_N$ (7.19 ± 2.72). Минимальная величина $(La/Yb)_N$ (3.73) весьма близка к значению данного параметра для средних позднепротерозойских базальтов (2.80) (Condie, 1993). Параметр Eu/Eu^* среднее составляет в целом для всех туфов 0.72 ± 0.10 .

Туфы, присутствующие среди отложений разных свит сылвицкой серии, характеризуются несколько варьирующими значениями параметров нормированных на хондрит (Taylor and McLennan, 1985) спектров распределения РЗЭ. Так, для туфов в разрезах старопечнинской свиты средняя величина $(La/Yb)_N$ составляет 5.78 ± 2.29 (минимум — 3.70, максимум — 8.90). Туфы из отложений перевалокской свиты имеют примерно в два раза более высокое значение $(La/Yb)_{N\text{среднее}}$ (11.37 ± 3.50), тогда как чернокаменные туфы обладают средним значением данного параметра, сопоставимым с тем, что присуще туфам старопечнинской свиты (6.52 ± 1.25).

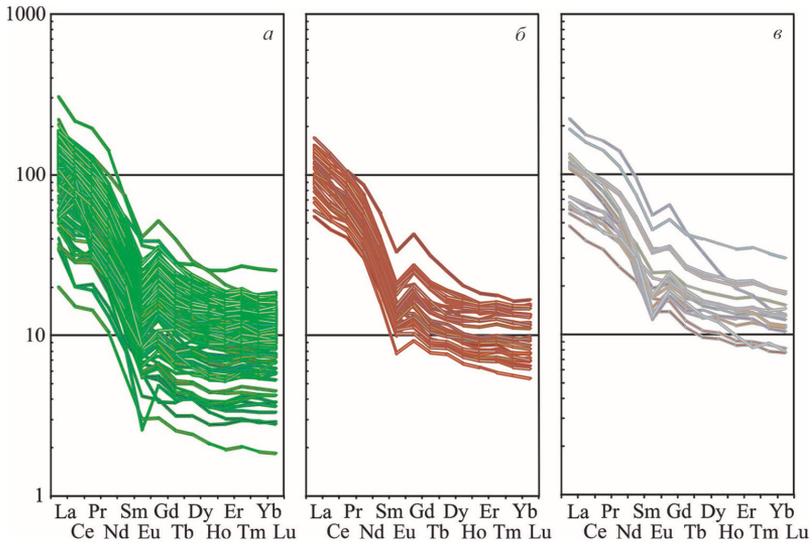


Рис. 10. Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ в глинистых породах обычной окраски (а), красноцветных глинистых породах (б) и вулканических туфах (в) венда западного склона Среднего Урала

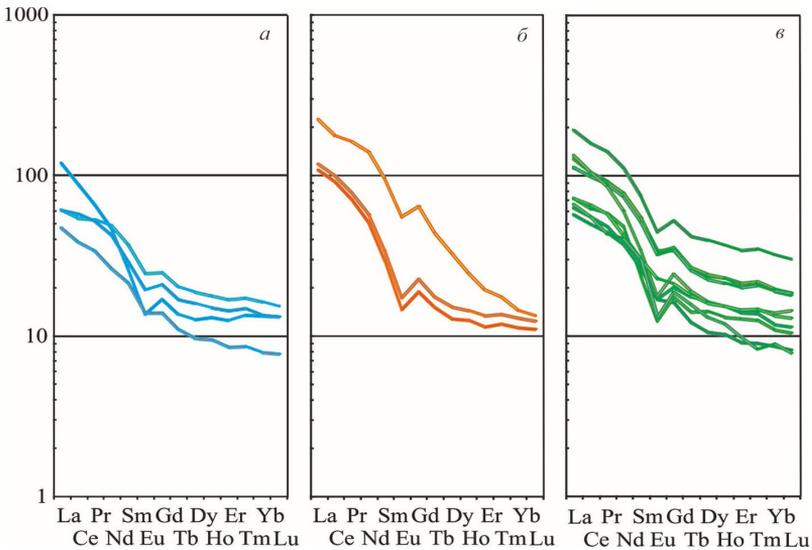


Рис. 11. Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ в вулканических туфах старопечнинской (а), перевалокской (б) и чернокаменской (в) свиты сывлицкой серии

Для туфов из разрезов перевалокской свиты характерно заметно более высокое среднее значение $(Gd/Yb)_N$ (2.60 ± 1.56), но обусловлено это резко пониженным содержанием тяжелых РЗЭ в одном из трех образцов туфов данного уровня.

Охарактеризованные выше спектры распределения нормированных к хондриту РЗЭ во всех трех литотипах и в вулканических туфах, наблюдающихся в разных свитах сывлицкой серии венда Среднего Урала, показаны на рис. 10 и 11.

4. Заключение

Приведенные материалы позволяют достаточно обоснованно предполагать, что глинистые породы обычной окраски и красноцветные их разновидности, присутствующие в разрезах серебрянской и сылвицкой серий венда западного склона Среднего Урала по своим литогеохимическим особенностям принципиально не отличаются друг от друга. На большинстве генетических диаграмм, построенных нами при проведении этих исследований, точки состава обычных окрашенных и красноцветных глинистых пород образуют поля, характеризующиеся существенными, если не почти полными, перекрытиями. При этом, как следует из анализа присущих им величин модулей Страхова и Бострёма, а также положения фигуративных точек на диаграмме $(Y/No)_{PAAS} - (Ce/Ce^*)_{PAAS}$, и те, и другие не содержат эксгальтивных компонентов, а источниками слагающего их тонкого алюмосиликокластического материала являлись преимущественно породы кислого состава. Так, на диаграмме $Cr/Th - Th/Sc$ доля продуктов размыва основного компонента в составе глинистых пород не превышает, как правило, 20–30%. Материал, слагающий присутствующие среди глинистых пород и пачек переслаивания их с песчаниками или песчаниками и алевролитами, прослои вулканических туфов, сопоставим по своим литогеохимическим характеристикам с заметно более основными породами (трахиандезиты, андезиты и трахианде-зибазальты), и, вероятно, не имеет какой-либо связи с пачками красноцветных глинистых пород. Последние вообще могли быть, по всей видимости, подвергнуты воздействию педогенных процессов, как это можно видеть на примере красноцветных пород, присутствующих в разрезах верхнего рифея и венда Южного Урала (Маслов и Гражданкин, 2011; Маслов и др., 2013). Часть визуально принимавшихся нами в поле за вулканические туфы прослоев, как и предполагалось ранее (Маслов и др., 2006), может быть обычными осадочными образованиями, окраска которых была изменена вторичными процессами (оглеение и др.), в том числе и современными.

Литература

- Аблизин, Б. Д., Ключина, М. Л., Курбацкая, Ф. А., Курбацкий, А. М. (1982). *Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала*. Москва: Наука.
- Аксенов, Е. М., Волкова, С. А. (1969). Вулканогенно-осадочные горизонты редкинской свиты валдайской серии. *Доклады АН СССР*, 188 (3), 635–638.
- Аксенов, Е. М., Иголкина, И. С. (1969). О выделении редкинской свиты валдайской серии на севере Русской платформы. *Известия вузов. Геология и разведка*, (8), 22–25.
- Беккер, Ю. Р. (ред.) (1983). *Карта докембрийских формаций Русской платформы и ее складчатого обрамления (со снятыми фанерозойскими отложениями)*. М. 1:2 500 000. Объяснительная записка. Ленинград: ВСЕГЕИ.
- Борхвардт, Д. В., Фелицын, С. Б. (1992). Геохимия вулканических туфов редкинского горизонта верхнего венда Русской платформы. *Вулканоология и сейсмология*, (1), 33–45.
- Гражданкин, Д. В. (2003). Строение и условия осадконакопления вендского комплекса в Юго-Восточном Беломорье. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 11 (4), 3–34.
- Гражданкин, Д. В., Марусин, В. В., Меерт, Дж., Крупенин, М. Т., Маслов, А. В. (2011). Котлинский горизонт на Южном Урале. *Доклады АН*, 440 (2), 201–206.
- Гражданкин, Д. В., Маслов, А. В. (2015). Место венда в Международной стратиграфической шкале. *Геология и геофизика*, 56 (4), 703–717.

- Гражданкин, Д. В., Маслов, А. В., Крупенин, М. Т. (2009). Строение и этапы формирования вендских отложений сыльвицкой серии западного склона Среднего Урала. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 17 (5), 20–40.
- Диагностика вулканогенных продуктов в осадочных толщах.* (2012). Сыктывкар: Геопринт.
- Кирсанов, В. В., Шибалин, А. И. (1970). Геохимические особенности отложений валдайской серии верхнего венда Московской синеклизы. *Геология нефти и газа*, (12), 21–25.
- Клюжина, М. Л. (1991). *Вендская система Урала*. Свердловск: УрО АН СССР.
- Клюжина, М. Л., Курбацкая, Ф. А. (1970). Состав и условия образования ашинской серии Среднего Урала. *Литология и полезные ископаемые*, (3), 74–86.
- Кузнецов, Н. Б., Белоусова, Е. А., Крупенин, М. Т., Романюк, Т. В., Маслов, А. В. (2017). Результаты геохронологического и изотопно-геохимического изучения циркона из туфов сыльвицкой серии (западный склон Среднего Урала): к происхождению пепловых прослоев в вендских толщах Восточно-Европейской платформы. *Доклады АН*, 473 (3), 341–345.
- Курбацкая, Ф. А., Рыбальченко, Т. М., Савченко, С. В. (2001). *Атлас микрофотографий терригенных и взрыво-инжекционных пород западного склона Северного и Среднего Урала*. Пермь: Изд-во ОГУП «Соликамская типография».
- Маслов, А. В., Гражданкин, Д. В. (2011). Литохимические особенности пород верхнего венда с признаками влияния процессов педогенеза (окрестности г. Усть-Катав). *Ежегодник-2010*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 113–118.
- Маслов, А. В., Гражданкин, Д. В., Гой, Ю. Ю. (2013). Примитивные палеопочвы в разрезах зильмердакской свиты (текстурный и литогеохимический аспекты). *Литосфера*, (2), 45–64.
- Маслов, А. В., Гражданкин, Д. В., Крупенин, М. Т. (2004). Чернокаменная свита бассейна р. Усьва на Среднем Урале (особенности строения, седиментология, условия формирования). *Ежегодник-2003*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 65–86.
- Маслов, А. В., Гражданкин, Д. В., Крупенин, М. Т., Корнилова, А. Ю. (2005). Строение разрезов и фациальные особенности отложений венда в бассейне р. Межевая Утка (западный склон Среднего Урала). *Ежегодник-2004*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 73–87.
- Маслов, А. В., Гражданкин, Д. В., Ронкин, Ю. Л., Мизенс, Г. А., Матуков, Д. И., Крупенин, М. Т., Петров, Г. А., Корнилова, А. Ю., Лепихина, О. П., Попова, О. Ю. (2006). Пепловые туфы в отложениях сыльвицкой серии верхнего венда (Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий, Средний Урал). *Литосфера*, (3), 45–70.
- Маслов, А. В., Меерт, Дж., Левашова, Н. М., Ронкин, Ю. Л., Гражданкин, Д. В., Кузнецов, Н. Б., Крупенин, М. Т., Федорова, Н. М., Ипатьева, И. С. (2013). Новые данные о возрасте ледниковых отложений венда Среднего Урала. *Доклады АН*, 449 (3), 322–327.
- Младших, С. В., Аблизин, Б. Д. (1967). Стратиграфия верхнего докембрия западного склона Среднего Урала. *Известия АН СССР. Серия геологическая*, (2), 67–80.
- Петров, Г. А., Маслов, А. В. (2010). Новые данные о платиноносности верхнерифейско-вендских отложений Центрально-Уральской мегазоны (Средний и Северный Урал). *Известия вузов. Геология и разведка*, (3), 25–33.
- Ронкин, Ю. Л., Гражданкин, Д. В., Маслов, А. В., Мизенс, Г. А., Матуков, Д. И., Крупенин, М. Т., Петров, Г. А., Лепихина, О. П., Корнилова, А. Ю. (2006). U-Pb (SHRIMP-II)-возраст цирконов из пепловых туфов чернокаменной свиты сыльвицкой серии венда (Средний Урал). *Доклады АН*, 411 (3), 354–359.
- Сочава, А. В., Коренчук, Л. В., Пиррус, Э. А., Фелицын, С. Б. (1992). Геохимия верхневендских отложений Русской платформы. *Литология и полезные ископаемые*, (2), 71–89.
- Станковский, А. Ф., Веричев, Е. М., Константинов, Ю. Г., Скрипниченко, В. А., Южаков, В. М. (1977). Первая находка эффузивов среди редкинских отложений венда на севере Русской платформы. *Доклады АН СССР*, 234 (3), 661–664.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой)*. (1993). Екатеринбург: Роскомнедра, ИГГ УрО РАН.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология*. (1983). Москва: Наука.
- Страхов, Н. М. (1976). *Проблемы геохимии современного океанского литогенеза*. Москва: Наука.
- Фелицын, С. Б., Сочава, А. В. (1996). Eu/Eu* в аргиллитах верхнего венда Русской платформы. *Доклады АН*, 351 (4), 521–524.
- Юдович, Я. Э., Кетрис, М. П. (2000). *Основы литохимии*. Санкт-Петербург: Наука.

- Юдович, Я. Э., Кетрис, М. П. (2010). *Геохимические и минералогические индикаторы вулканогенных продуктов в осадочных толщах*. Екатеринбург: УрО РАН.
- Юдович, Я. Э., Кетрис, М. П., Мерц, А. В., Беляев, А. А. (1984). Петрохимическая диагностика вулканогенных продуктов в черносланцевых отложениях Пай-Хоя. *Геохимия*, (6), 868–882.
- Юдович, Я. Э., Кетрис, М. П., Шулепова, А. Н., Лавренко, Н. С. (1986). Геохимическая диагностика вулканогенного материала в черносланцевых отложениях Лемвинской зоны Урала. *Геохимия*, (10), 1464–1476.
- Bau, M., Schmidt, K., Koschinsky, A., Hein, J., Kuhn, T. and Usui, A. (2014). Discriminating between different genetic types of marine ferro-manganese crusts and nodules based on rare earth elements and yttrium. *Chemical Geology*, 381, 1–9. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.05.004>
- Bolnar, R., Kamber, B.S., Moorbath, S., Whitehouse, M.J. and Collerson, K.D. (2005). Chemical characterization of earth's most ancient clastic metasediments from the Isua Greenstone Belt, southern West Greenland. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, 1555–1573. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.09.023>
- Boström, K. (1973). The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments. *Stockholm Contributions in Geology*, 27 (2), 148–243. <https://doi.org/10.1002/9781444304855.ch18>
- Bracciali, L., Marroni, M., Pandolfi, L. and Rocchi, S. (2007). Geochemistry and petrography of Western Tethys Cretaceous sedimentary covers (Corsica and Northern Apennines): from source areas to configuration of margins. *Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry*. J. Arribas, S. Critelli, M. J. Johnsson, ed., Geological Society of America, Special Paper, 420, 73–93. [https://doi.org/10.1130/2006.2420\(06\)](https://doi.org/10.1130/2006.2420(06))
- Condie, K. C. (1993). Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, 104, 1–37. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90140-E](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90140-E)
- Cox, R., Lowe, D. R. and Cullers, R. L. (1995). The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in southwestern United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 2919–2940. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00185-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00185-9)
- Fedo, C. M., Young, G. M. and Nesbitt, H. W. (1997). Paleoclimatic control on the composition of the Paleoproterozoic Serpent Formation, Huronian Supergroup, Canada: a greenhouse to icehouse transition. *Precambrian Research*, 86, 201–223. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(97\)00049-1](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(97)00049-1)
- Le Bas, M. J., Le Matre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27 (3), 745–750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1985). *The continental crust: its composition and evolution. An examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks*. Oxford: Blackwell Scientific.
- Turgeon, S. and Brumsack, H. J. (2006). Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian–Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria–Marche basin of central Italy. *Chemical Geology*, 234, 321–339. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.05.008>

Статья поступила в редакцию 31 октября 2019 г.
Статья рекомендована к печати 15 июня 2020 г.

Контактная информация:

Маслов Андрей Викторович — amas2004@mail.ru

Lithogeochemistry of clayey rocks and volcanic tuffs in the Vendian succession of the western slope of the Middle Urals: Similarities and differences*

A. V. Maslov

Sobolev Institute of Geology and Mineralogy,
Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
3, pr. Akademika Koptiuga, Novosibirsk, 630090, Russian Federation
Geological Institute of the Russian Academy of Sciences,
7, Pyzhevskii per., Moscow, 119017, Russian Federation

For citation: Maslov A. V. (2020). Lithogeochemistry of clayey rocks and volcanic tuffs in the Vendian succession of the western slope of the Middle Urals: Similarities and differences. *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences*, 65 (3), 577–599. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2020.309> (In Russian)

The lithogeochemical features of gray, green and red clayey rocks and volcanic tuffs found among Vendian deposits of the western slope of the Middle Urals (Serebryanka Group, Koiva Formation; Sylvitsa Group, Starye pechi Formation, Chernyi Kamen Formation) are considered. The materials presented and their analysis make it possible to reasonably assume that clayey rocks of usual color and their red-colored varieties do not fundamentally differ in their characteristics. On the discriminant lithogeochemical diagrams, their data points form fields characterized by significant, if not almost complete, overlaps. Moreover, as follows from an analysis of the Strakhov and Boström module values, as well as the position of the data points on the $(Y/Ho)_{PAAS}-(Ce/Ce^*)_{PAAS}$ diagram, they do not contain exhalation components. The sources of the fine-grained aluminosilicoclastic material for clayey rocks of different colors were mainly acidic (magmatic?) rocks. Volcanic tuffs, on the contrary, are composed of material similar in composition to trachyandesites, andesites, and trachyandesibasalts. The data presented in the article give reason to believe that the red color of many clayey rocks present among the Vendian deposits of the Middle Urals is the result of pedogenic processes, as is expected for the red-colored rocks present among the Upper Riphean and Vendian deposits of the Southern Urals. On the other hand, some of the interlayers that we took in the field for volcanic tuffs, as previously assumed, can be ordinary sedimentary rocks, the color of which was changed by secondary processes (gleying, etc.), including modern ones.

Keywords: Middle Urals, Vendian, clayey rocks, volcanic tuffs, lithogeochemistry.

References

- Ablizin, B. D., Klyuzhina, M. L., Kurbatskaya, F. A. and Kurbatsky, A. M. (1982). *Upper Riphean and Vendian of the western slope of the Middle Urals*. Moscow: Nauka Publ. (In Russian)
- Aksenov, E. M. and Igolkina, I. S. (1969). On the establishment of the Redkinski suite of the Valday series in the north of the Russian Platform. *Proceedings of Higher Educational Establishments. Geology and exploration*, (8), 22–25. (In Russian)
- Aksenov, E. M. and Volkova, S. A. (1969). Volcanogenic-sedimentary horizons of the Redkinski suite of the Valday series. *Proceedings of the USSR Academy of Sciences*, 188 (3), 635–638. (In Russian)
- Bau, M., Schmidt, K., Koschinsky, A., Hein, J., Kuhn, T. and Usui, A. (2014). Discriminating between different genetic types of marine ferro-manganese crusts and nodules based on rare earth elements and yttrium. *Chemical Geology*, 381, 1–9. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.05.004>
- Becker, Yu. R. (ed.) (1983). *Map of Precambrian formations of the Russian platform and its folded frame (with removed Phanerozoic deposits)*. M. 1 : 2 500 000. Explanatory note. Leningrad: Russian Geological Research Institute Press. (In Russian)

* The studies were supported by the Russian Science Foundation (grant no. 19-17-00099).

- Bolnar, R., Kamber, B.S., Moorbath, S., Whitehouse, M.J. and Collerson, K.D. (2005). Chemical characterization of earth's most ancient clastic metasediments from the Isua Greenstone Belt, southern West Greenland. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, 1555–1573. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.09.023>
- Borchwardt, D. V. and Felitsyn, S. B. (1992). Geochemistry of volcanic tuffs from Redkinsky suite of the Upper Vend in the Russian Platform. *Volcanology and seismology*, (1), 33–45. (In Russian)
- Boström, K. (1973). The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments. *Stockholm Contributions in Geology*, 27 (2), 148–243. <https://doi.org/10.1002/9781444304855.ch18>
- Braccialli, L., Marroni, M., Pandolfi, L. and Rocchi, S. (2007). Geochemistry and petrography of Western Tethys Cretaceous sedimentary covers (Corsica and Northern Apennines): from source areas to configuration of margins. *Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry*. J. Arribas, S. Critelli, M. J. Johnsson, ed., Geological Society of America, Special Paper, 420, 73–93. [https://doi.org/10.1130/2006.2420\(06\)](https://doi.org/10.1130/2006.2420(06))
- Condie, K. C. (1993). Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, 104, 1–37. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90140-E](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90140-E)
- Cox, R., Lowe, D. R. and Cullers, R. L. (1995). The influence of sediment recycling and basement composition on an evolution of mudrock chemistry in southwestern United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 2919–2940. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00185-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00185-9)
- Diagnostics of volcanogenic products in sedimentary sequences*. (2012). Syktyvkar: Geoprint Publ. (In Russian)
- Fedo, C. M., Young, G. M. and Nesbitt, H. W. (1997). Paleoclimatic control on the composition of the Paleoproterozoic Serpent Formation, Huronian Supergroup, Canada: a greenhouse to icehouse transition. *Precambrian Research*, 86, 201–223. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(97\)00049-1](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(97)00049-1)
- Felitsyn, S. B. and Sochava, A. V. (1996). Eu/Eu* in Upper Vendian Clay Shales of Russian Platform. *Proceedings of Russian Academy of Sciences*, 351 (4), 521–524. (In Russian)
- Grazhdankin, D. V. (2003). Structure and depositional environment of the Vendian complex in the Southeastern White Sea area. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 11 (4), 313–331.
- Grazhdankin, D. V., Marusin, V. V., Meert, J., Krupenin, M. T. and Maslov, A. V. (2011). Kotlin regional stage in the South Urals. *Doklady Earth Sciences*, 440 (1), 1222–1226. <https://doi.org/10.1134/S1028334X11090170>
- Grazhdankin, D. V. and Maslov, A. V. (2015). The room for the Vendian in the International chronostratigraphic chart. *Russian Geology and Geophysics*, 56 (4), 549–559. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.03.007>
- Grazhdankin, D. V., Maslov, A. V. and Krupenin, M. T. (2009). Structure and depositional history of the Vendian Sylvitsa group in the western flank of the Central Urals. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 17 (5), 476–492. <https://doi.org/10.1134/S0869593809050025>
- Kirsanov, V. V. and Shibalov, A. I. (1970). Geochemical features of the Upper Vendian Valdai series deposits of the Moscow Syncline. *Geology of oil and gas*, (12), 21–25. (In Russian)
- Klyuzhina, M. L. (1991). *The Vendian system of the Urals*. Sverdlovsk: Ural Branch, USSR Academy of Sciences Press. (In Russian)
- Klyuzhina, M. L. and Kurbatskaya, F. A. (1970). Composition and conditions of formation of the Asha series of the Middle Urals. *Lithology and mineral resources*, (3), 74–86. (In Russian)
- Kurbatskaya, F. A., Rybalchenko, T. M. and Savchenko, S. V. (2001). *Atlas of microphotographs of terrigenous and explosive-injection rocks of the western slope of the Northern and Middle Urals*. Perm: Solikamskaia tipografiya Publ. (In Russian)
- Kuznetsov, N. B., Belousova, E. A., Krupenin, M. T., Romanyuk, T. V. and Maslov, A. V. (2017). The results of geochronological and isotope — geochemical study of zircons from tuff of the Sylvitsa group (western slope of the Middle Urals): the origin of ash layers in Vendian rocks of the East European Platform. *Doklady Earth Sciences*, 473 (1), 359–362. <https://doi.org/10.1134/S1028334X17030254>
- Le Bas, M. J., Le Matre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27 (3), 745–750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- Maslov, A. V. and Grazhdankin, D. V. (2011). Lithochemical characteristics of Upper Vendian rocks with signs of the influence of pedogenesis processes (vicinity of Ust-Katav). *Yearbook 2010*. Yekaterinburg: Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, Press, 113–118. (In Russian)

- Maslov, A. V., Grazhdankin, D. V. and Goy, Yu. Yu. (2013). Primitive paleosols in cross sections of the Zilmerdak Formation (textural and lithogeochemical aspects). *Lithosphere*, (2), 45–64. (In Russian)
- Maslov, A. V., Grazhdankin, D. V. and Krupenin, M. T. (2004). Chernyi Kamen Formation of the river basin Usva in the Middle Urals (structural features, sedimentology, formation conditions). *Yearbook 2003*. Yekaterinburg: Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS Press, 65–86. (In Russian)
- Maslov, A. V., Grazhdankin, D. V., Krupenin, M. T. and Kornilova, A. Yu. (2005). Structure and facies feature of Vendian deposits in the river basin Mezhevaya Utka (western slope of the Middle Urals). *Yearbook 2004*. Yekaterinburg: Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, Press, 73–87. (In Russian)
- Maslov, A. V., Grazhdankin, D. V., Ronkin, Yu. L., Mizens, G. A., Matukov, D. I., Krupenin, M. T., Petrov, G. A., Kornilova, A. Yu., Lepikhina, O. P. and Popova, O. Yu. (2006). Ash tuffs from Upper Vendian Sylvitsa Group deposits (Kvarkush-Kamennogorsk meganticlinorium, Middle Urals). *Lithosphere*, (3), 45–70. (In Russian)
- Maslov, A. V., Meert, J., Levashova, N. M., Ronkin, Y. L., Grazhdankin, D. V., Kuznetsov, N. B., Krupenin, M. T., Fedorova, N. M. and Ipat'eva, I. S. (2013). New constraints for the age of Vendian glacial deposits (Central Urals). *Doklady Earth Sciences*, 449 (1), 303–308. <https://doi.org/10.1134/S1028334X13030203>
- Mladshikh, S. V. and Ablizin, B. D. (1967). Stratigraphy of the Upper Precambrian of the western slope of the Middle Urals. *News of the USSR Academy of Sciences. Geological series*, (2), 67–80. (In Russian)
- Petrov, G. A. and Maslov, A. V. (2010). New data on the platinum content of the Upper Riphean-Vendian deposits of the Central Ural megazone (Middle and Northern Urals). *Proceedings of Higher Educational Establishments. Geology and exploration*, (3), 25–33. (In Russian)
- Ronkin, Yu. L., Maslov, A. V., Mizens, G. A., Krupenin, M. T., Petrov, G. A., Lepikhina, O. P., Kornilova, A. Yu., Grazhdankin, D. V. and Matukov, D. I. (2006). U-Pb (SHRIMP II) age of zircons from ash beds of the Chernokamen formation, Vendian Sylvitsa Group (Central Urals). *Doklady Earth Sciences*, 411 (9), 1341–1345. <https://doi.org/10.1134/S1028334X06090029>
- Sochava, A. V., Korenchuk, L. V., Pirrus, E. A. and Felitsyn, S. B. (1992). Geochemistry of the Upper Vendian deposits of the Russian platform. *Lithology and mineral resources*, (2), 71–89. (In Russian)
- Stankovsky, A. F., Verichev, E. M., Konstantinov, Yu. G., Skripnichenko, V. A. and Yuzhakov, V. M. (1977). The first find of effusive rocks among the Vendian deposits of Redkinsky in the north of the Russian platform. *Doklady of the USSR Academy of Sciences*, 234 (3), 661–664. (In Russian)
- Strakhov, N. M. (1976). *Problems of geochemistry of modern ocean lithogenesis*. Moscow: Nauka Publ. (In Russian)
- Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic)*. (1993). Yekaterinburg: Roskomnedra, Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, Press
- Stratotype of Riphean. Stratigraphy. Geochronology*. (1983). Moscow: Nauka Publ. (In Russian)
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1985). *The continental crust: its composition and evolution. An examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks*. Oxford: Blackwell Scientific.
- Turgeon, S. and Brumsack, H. J. (2006). Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian–Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria–Marche basin of central Italy. *Chemical Geology*, 234, 321–339. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.05.008>
- Yudovich, Ya. E. and Ketris, M. P. (2000). *Basics of lithochemistry*. St. Petersburg: Nauka Publ. (In Russian)
- Yudovich, Ya. E. and Ketris, M. P. (2010). *Geochemical and mineralogical indicators of volcanic products in sedimentary sequences*. Ekaterinburg: Ural Branch of RAS Press. (In Russian)
- Yudovich, Ya. E., Ketris, M. P., Merz, A. V. and Belyaev, A. A. (1984). Petrochemical estimates of volcanogenic fraction of the black shale deposits of Pay-Khoi mountains. *Geochemistry*, (6), 868–882. (In Russian)
- Yudovich, Ya. E., Ketris, M. P., Shulepova, A. N. and Lavrenko, N. S. (1986). Geochemical estimates of the volcanogenic fraction in the black shale deposits of Lemva zone, North Urals. *Geochemistry*, (10), 1464–1476. (In Russian)

Received: October 31, 2019

Accepted: June 15, 2020

Contact information:

Andrey V. Maslov — amas2004@mail.ru