

ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КРАСНОЦВЕТНЫХ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД ЗИЛЬМЕРДАКСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ ЮЖНОГО УРАЛА И РЯДА ПАЛЕОПОЧВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ: СОПОСТАВЛЕНИЕ

© 2012 г. А. В. Маслов

К настоящему времени накоплены обширные знания об эволюции органического мира, развитии климата, ландшафтов, рельефа, в том числе и почв. Уже практически ни у кого не вызывает сомнения, что в истории Земли имел место сложный процесс эволюции всех ее оболочек, в ходе которого биотические и абиотические компоненты биосферы действовали взаимосвязанно, однако механизмы и закономерности их взаимодействия раскрыты еще далеко не до конца [6–8 и др.].

В отечественной и мировой науке уже достаточно давно сложилось представление о том, что в докембрии отдельные участки поверхности суши колонизировались микробиальными биопленками с участием циано- и альго-бактериальных, грибных, в том числе лишенизированных сообществ, что, в свою очередь, могло приводить к формированию примитивных почв [1, 7, 9, 18, 19]. Изучение процессов выветривания и педогенеза в позднем докембрии представляет собой одно из наиболее перспективных направлений палеобиологии докембрия, однако проблема идентификации палеопочв без корневого слоя все еще не имеет общепринятых решений и требует комплексного подхода как в полевых, так и в лабораторных исследованиях. Считается, что в докембрийских палеопочвах верхний слой был представлен альго-грибным биоценозом. Это согласуется с палеонтологическими данными, указывающими на массовое появление в раннем неопротерозое грибоподобных организмов [2, 11, 13].

При анализе современных публикаций отчетливо видно, что для территории России все еще отсутствуют детальные исследования палеопочв дочетвертичного (главным образом, допермского возраста), в то время как за рубежом такие работы проводятся весьма активно. Главное внимание в работах подобного плана уделяется анализу положения палеопочв в геологическом разрезе, макроморфологическим и аналитическим характеристикам; существенно реже в сферу интересов исследователей попадают микроморфологические особенности палеопочв. Случаи же детальных генетических интерпретаций палеопочв (в том числе и палеозойских) вообще крайне редки [10].

В результате наших исследований проведена систематизация литологических, палеонтологических и геохимических признаков, указывающих на поверхностное выветривание в позднем рифее, и выделен ряд разновидностей ископаемых примитивных почв (педотипов) [3–5]. Так, шаркраукский педотип (верхний рифей, зильмердакская свита, бедерышинская подсвита; Южный Урал, р. Лемеза, д. Искушта) приурочен к маломощным пластам тонкослоистых тонкозернистых (алевро)песчаников. Представлен исключительно подпочвенным горизонтом С – выветрелым материнским материалом с плитчато-блоковой отдельностью и характерной темной красновато-серой (5YR7/2–8/3) и желтовато-серой (2.5Y7/2) окраской алевролитов с голубовато-серыми (5GY7/1) пятнами оглеения (рис. 1а). Аканайский педотип (верхний рифей



Рис. 1. Шаркраукский (а) и шурский (б) педотипы и палеопочвенные горизонты в разрезе средней части бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты на южной окраине г. Миньяр (в).

фей, зильмердакская свита, бирьянская подсвита; Южный Урал, восточный склон хр. Зильмердак, автотрасса Уфа–Инзер) приурочен к песчаникам. В большинстве случаев он также представлен горизонтом С – выветрелым материнским материалом с признаками криопедогенеза (отпечатки кристаллов льда и морозных узоров; слепки своеобразных трехлучевых трещин, напоминающих мелкие морозобойные трещины), но местами присутствует органический горизонт А (отпечаток биологической почвенной корки). Окраска красновато-серая (2.5YR5/2). Шурский педотип (верхний рифей, зильмердакская свита, бирьянская подсвита; Южный Урал, восточный склон хр. Зильмердак, автотрасса Уфа–Инзер) приурочен к алевролитам, представлен поверхностным неорганическим горизонтом S (поверхность с отпечатками кристаллов соли) и массивным подпочвенным горизонтом С темной красновато-серой окраски с пятнами оглеивания голубовато-серой окраски (см. рис. 1б). К поверхностному горизонту также приурочены

многочисленные полигоны растрескивания и микробрекчии, образовавшиеся в результате скопления обломков аргиллитов. Указанные педотипы характеризуют недифференцированный примитивный почвенный профиль. Палеопочвы по комплексу признаков можно классифицировать как энтисоли (недифференцированные почвы на рыхлых наносах) и инсептисоли (сборная группа слабо развитых почв, не имеющих четких диагностических признаков), а в случае, когда наблюдаются признаки криопедогенеза (катавский и аканайский педотипы), как недоразвитые гелисоли. В 2011 г. сходный с описанными выше педотип исследован нами на южной окраине г. Миньяр в разрезе средней части бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты (см. рис. 1в).

В настоящей работе предпринята попытка сопоставления валового химического состава слагающих указанные педотипы образований (табл. 1) с составом ряда хорошо исследованных педокомплексов разного возраста (табл. 2).

Таблица 1. Содержания основных породообразующих оксидов (мас. %) и значения ряда их индикаторных отношений в различных педотипах, развитых среди отложений зильмердакской свиты верхнего рифея

Компоненты	1	2	3
SiO ₂	<u>60.99 ± 3.71</u> 54.30–66.46	<u>63.40 ± 1.56</u> 61.01–65.99	<u>56.20 ± 2.61</u> 50.89–60.40
TiO ₂	<u>0.73 ± 0.12</u> 0.61–0.98	<u>0.64 ± 0.08</u> 0.51–0.79	<u>0.69 ± 0.04</u> 0.61–0.78
Al ₂ O ₃	<u>17.16 ± 1.72</u> 15.16–19.85	<u>13.18 ± 0.86</u> 11.93–14.41	<u>13.28 ± 0.81</u> 11.55–14.40
Fe ₂ O ₃ общ.	<u>6.30 ± 1.50</u> 3.50–8.95	<u>6.19 ± 0.58</u> 5.26–7.12	<u>6.93 ± 1.38</u> 4.48–9.31
MgO	<u>2.10 ± 0.47</u> 1.44–2.74	<u>4.41 ± 0.25</u> 4.01–4.87	<u>6.40 ± 0.94</u> 5.14–8.72
CaO	<u>0.28 ± 0.13</u> 0.18–0.62	<u>1.78 ± 0.72</u> 1.08–3.51	<u>2.99 ± 1.26</u> 1.52–5.61
Na ₂ O	<u>0.39 ± 0.12</u> 0.30–0.70	<u>0.98 ± 0.14</u> 0.70–1.20	<u>1.26 ± 0.16</u> 0.70–1.40
K ₂ O	<u>8.74 ± 0.80</u> 8.05–10.81	<u>5.02 ± 0.60</u> 4.06–5.94	<u>5.30 ± 0.40</u> 4.43–5.85
P ₂ O ₅	<u>0.16 ± 0.08</u> 0.08–0.35	<u>0.17 ± 0.01</u> 0.16–0.19	<u>0.17 ± 0.01</u> 0.16–0.18
ГМ	<u>0.40 ± 0.06</u> 0.31–0.53	<u>0.32 ± 0.03</u> 0.28–0.36	<u>0.37 ± 0.03</u> 0.30–0.42
CIA [#]	<u>62 ± 2</u> 60–65	<u>56 ± 3</u> 50–60	
Al ₂ O ₃ /SiO ₂ [#]	<u>0.17 ± 0.03</u> 0.13–0.21	<u>0.12 ± 0.01</u> 0.11–0.14	<u>0.14 ± 0.01</u> 0.13–0.15
Na ₂ O/K ₂ O [#]	<u>0.07 ± 0.02</u> 0.04–0.13	<u>0.30 ± 0.05</u> 0.24–0.38	<u>0.36 ± 0.06</u> 0.21–0.48
(CaO + MgO)/Al ₂ O ₃ [#]	<u>0.34 ± 0.08</u> 0.26–0.48	<u>1.11 ± 0.20</u> 0.92–1.58	<u>1.67 ± 0.48</u> 1.14–2.72
Al ₂ O ₃ /(CaO + MgO + Na ₂ O + K ₂ O) [#]	<u>2.74 ± 0.56</u> 1.88–3.45	<u>0.83 ± 0.11</u> 0.60–0.97	<u>0.58 ± 0.13</u> 0.34–0.77
n	10	9	20

Примечание. 1 – бирьянская подсвита, разрез на восточном склоне хр. Зильмердак; 2 – бедерышинская подсвита, разрез в окрестностях д. Искушта; 3 – то же, разрез на южной окраине г. Миньяр. В числителе – среднее содержание и величина стандартного отклонения, в знаменателе – минимальное и максимальное содержания. n – число проанализированных образцов. [#] – при расчете указанных параметров использованы сведения о молекулярных весах оксидов.

Таблица 2. Содержания основных породообразующих оксидов (мас. %) в педотипах различного возраста

Компоненты	Северо-восток и центр Русской плиты [10]		Восточная Индия [12]	Юго-восточная Бразилия [15]		Северо-восточный Китай [16]	Восток США [17]
	Климовский педокомплекс			Педотип Apore	Педотип Itaja		
	Разрез Климово	Разрез Саларево					
SiO ₂	63.81 ± 2.33 59.23–68.70	64.94 ± 2.39 61.02–69.30	76.33 ± 3.09 71.00–80.00	75.35 ± 8.83 61.18–83.08	69.76 ± 13.54 32.06–82.29	65.73 ± 6.68 41.77–74.90	65.49 ± 11.13 51.70–95.04
Al ₂ O ₃	16.26 ± 1.66 13.70–19.23	16.67 ± 1.46 13.97–18.73	18.23 ± 1.77 15.90–20.70	4.61 ± 0.60 3.87–5.25	5.05 ± 1.37 1.78–6.55	15.25 ± 1.98 10.27–17.95	14.87 ± 5.94 0.93–24.75
FeO _{общ.}	7.57 ± 1.69 4.79–10.54	6.64 ± 1.94 4.16–10.30	0.20 ± 0.09 0.09–0.36	3.65 ± 0.44 3.16–4.03	3.97 ± 1.01 1.43–4.96	3.56 ± 1.25 0.67–6.35	5.31 ± 1.31 2.84–8.20
MgO	1.64 ± 1.24 0.13–5.06	0.96 ± 0.41 0.13–1.41	0.06 ± 0.07 0.01–0.11	3.10 ± 0.98 1.83–4.50	3.56 ± 3.03 1.68–12.47	1.26 ± 0.42 0.35–1.90	3.78 ± 3.22 0.07–10.66
CaO	3.42 ± 0.76 2.06–5.23	3.59 ± 0.50 2.68–4.25	0.03	3.51 ± 3.95 0.74–10.31	5.41 ± 6.01 0.53–20.93	2.08 ± 3.65 0.42–17.70	5.11 ± 6.50 0.03–19.10
Na ₂ O	2.32 ± 0.51 1.49–3.41	1.70 ± 0.68 1.17–3.33	0.05 ± 0.03 0.01–0.10	0.12 ± 0.03 0.09–0.16	0.16 ± 0.07 0.03–0.21	3.97 ± 0.88 1.49–5.42	0.31 ± 0.16 0.03–0.71
K ₂ O	2.50 ± 0.38 1.76–3.22	2.92 ± 0.40 2.14–3.53	1.63 ± 1.45 0.40–5.00	1.45 ± 0.20 1.23–1.66	1.76 ± 0.62 0.37–2.34	2.38 ± 0.89 0.68–4.38	3.17 ± 1.43 0.12–5.18

По значениям $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$, $\log(\text{FeO}_{\text{общ.}}/\text{K}_2\text{O})$, $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$, $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ и общему содержанию SiO₂, обычно используемых в наиболее широко распространенных классификационных диаграммах, присутствующие в разрезах бедерышинской подсвиты педотипы в значительной степени схожи между собой (рис. 2). Шурский педотип, напротив, сложен породами с заметно меньшими значениями $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ и повышенной суммой Al₂O₃, K₂O и Na₂O.

Достаточно хорошо это видно и на рис. 3, где показаны пределы вариаций содержаний ряда породообразующих компонентов. Так, для шурского педотипа характерны более высокие содержания Al₂O₃ и K₂O, и, напротив, существенно более низкие концентрации MgO, CaO и Na₂O, чем для педотипов бедерышинского уровня зильмердакской свиты.

Сопоставление концентраций ряда основных породообразующих оксидов в различных педотипах зильмердакской свиты с содержаниями их в сред-

нем протерозойском кратонном песчанике (ПКП) К. Конди [14] также обнаруживает определенное сходство между педотипами бедерышинского уровня при некотором отличии их от шурского педотипа бирьянской подсвиты той же свиты (рис. 4). Общей чертой для всех рассматриваемых нами образований являются существенно повышенные против ПКП содержания Al₂O₃, FeO_{общ.}, MgO и K₂O. Содержания же CaO и Na₂O в шурском педотипе немного ниже концентраций названных оксидов в ПКП, тогда как в педотипах бедерышинского уровня наблюдаются более высокие, чем в ПКП, содержания и этих оксидов.

Для сравнения на рис. 5 приведены результаты нормирования содержаний ряда основных породообразующих оксидов в позднепермском климовском педокомплексе, описанном в северо-восточной и центральной частях Русской плиты [10]. В отличие от педокомплексов зильмердакской свиты верхнего рифея Башкирского мегантиклинория в слагаю-

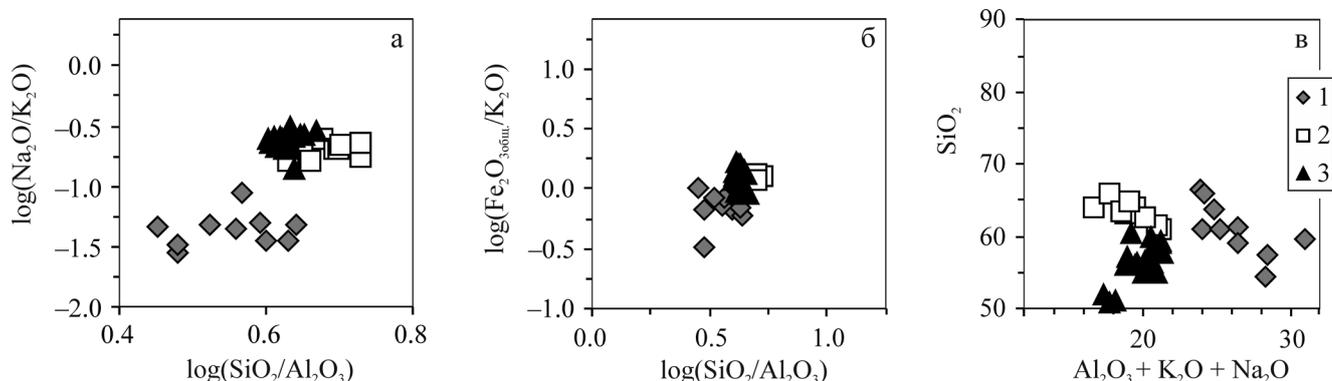


Рис. 2. Положение фигуративных точек составов палеопочвенных образований шурского (1) и шаркраукского (2) педотипов и палеопочв из разреза бедерышинской подсвиты на южной окраине г. Миньяр (3) на ряде стандартных классификационных диаграмм.

а – диаграмма Ф. Дж. Петтиджона, б – диаграмма М. Хиррона, в – диаграмма Л. Саттнера и П. Датта.

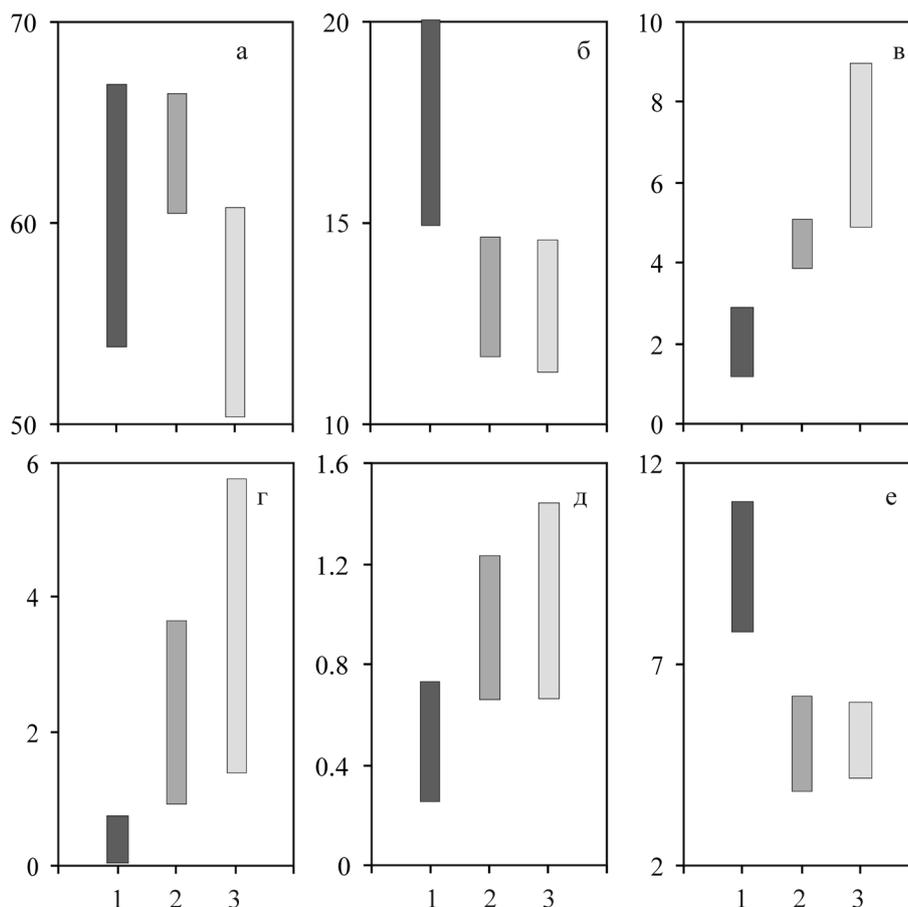


Рис. 3. Пределы вариаций содержаний ряда породообразующих компонентов (а – SiO₂, б – Al₂O₃, в – MgO, г – CaO, д – Na₂O, е – K₂O) в шурском (1), шаркраукском (2) педотипах и палеопочвенных профилях на южной окраине г. Миньяр (3).

щих климовский педокомплекс образованиях содержания практически всех породообразующих компонентов выше, чем в ПКП, и только величина $\text{SiO}_{2\text{образец}}/\text{SiO}_{2\text{ПКП}}$ составляет в среднем 0.69–0.70. Сопоставление среднего состава климовского педокомплекса (разрезы Климово и Саларево) с составом примитивных палеопочв, описанных нами в средней части бедерышинской подбиты зильмердакской свиты в разрезе на южной окраине г. Миньяр показывает заметное сходство в содержаниях оксидов кремния, алюминия и двухвалентного железа, тогда как содержания Na₂O в палеопочвах бедерышинского уровня примерно в 2 раза ниже, а концентрации MgO, CaO и K₂O, напротив, примерно в 1.8–2 раза выше. Для шаркраукского педотипа присущи такие же черты распределения основных породообразующих оксидов. В то же время для шурского педотипа средние содержания оксидов двухвалентного железа и магния меньше, а оксидов кальция и натрия существенно меньше, чем в климовском педокомплексе.

Другими объектами для сравнения являются ряд палеопочвенных комплексов нижнего протерозоя, карбона и мела, краткая характеристика которых

приведена ниже. Так, в Восточной Индии в окрестностях Keonjhar (Orissa) описаны палеопротерозойские палеопочвы (мощность от 2 до 10 м), перекрывающие граниты с возрастом 3.32 млрд. лет. Они представлены светлыми сланцами, сложенными кварцем, мусковитом и пиррофиллитом и рассматриваются авторами работы [12] как paleoVertisol. Снизу вверх по разрезу палеопочвенного горизонта наблюдается уменьшение содержаний щелочных элементов, рост концентраций кремнезема и глинозема, а также увеличение значений CIA. Наряду с относительно постоянной величиной отношения Ti/Al это свидетельствует о выветривании гранитов in situ. Определенную роль в качестве материнских пород играли здесь, по всей видимости, и магматические породы основного состава.

Верхнекарбонная формация Pennington в шт. Кентукки (восток США) представляет пример осадконакопления в условиях чередования аридного и гумидного климата. В ее составе насчитывается до 40 палеопочвенных горизонтов, принадлежащих 7 педотипам (аналоги Histosols, Entisols, Inceptisols, Alfisols и Oxisols при доминировании Vertisols) [17].

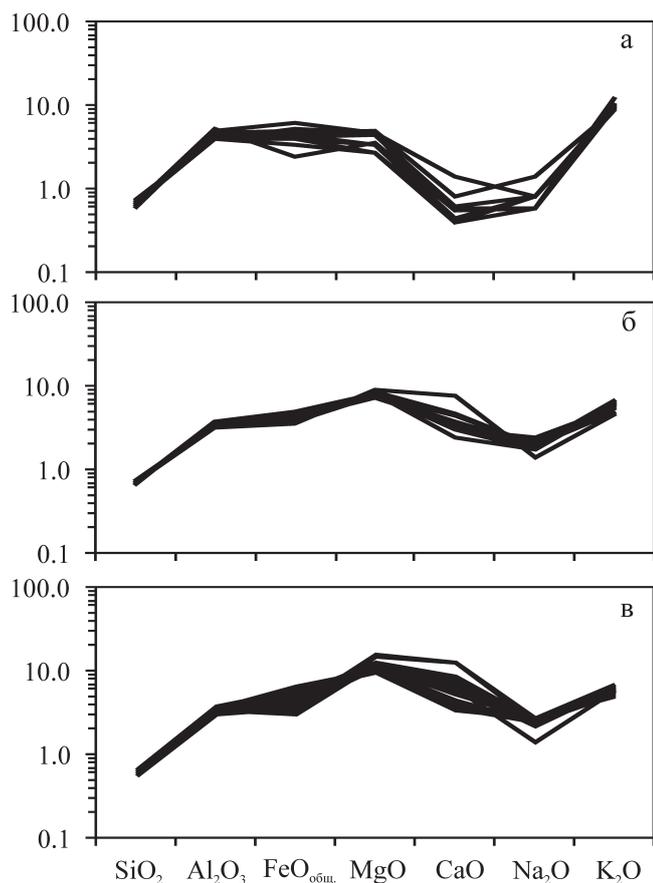


Рис. 4. Содержания ряда основных породообразующих оксидов в шурском (а) и шаркраукском (б) педотипах и палеопочвенных профилях на южной окраине г. Миньяр (в), нормированные на содержания их в ПКП.

В юго-восточной части Бразилии среди верхнемеловых отложений присутствует специфическая последовательность (мощность порядка 110 м) золотых песчаных покровов, разделенных горизонтами палеопочв (формация *Magilia*). Суммарная мощность палеопочв составляет ~70% мощности формации *Magilia*. Авторы работы [15] описывают в разрезах указанной формации два педотипа – *Itaja* и *Aroge*. Первый представлен последовательностью из нескольких полигенетичных профилей с различными соотношениями глинистых и карбонатных компонентов и отнесен к *Aridisol*. Педотип *Aroge* позиционируется как *Alfisol*. Формирование обоих педотипов происходило в аридных или семиаридных обстановках, чередовавшихся с обстановками гумидного климата.

На северо-востоке Китая в бассейне *Songliao* в разрезах верхнемеловой формации *Yaolja* также известны горизонты красноцветных палеопочв, принадлежащие трем педотипам (А, В и С) [16]. Педотип А – это красноцветные почвы, мощность которых варьирует от 4 до 15 м, приуроченные к флювиальным, дельтовым и озерным отложениям. Пе-

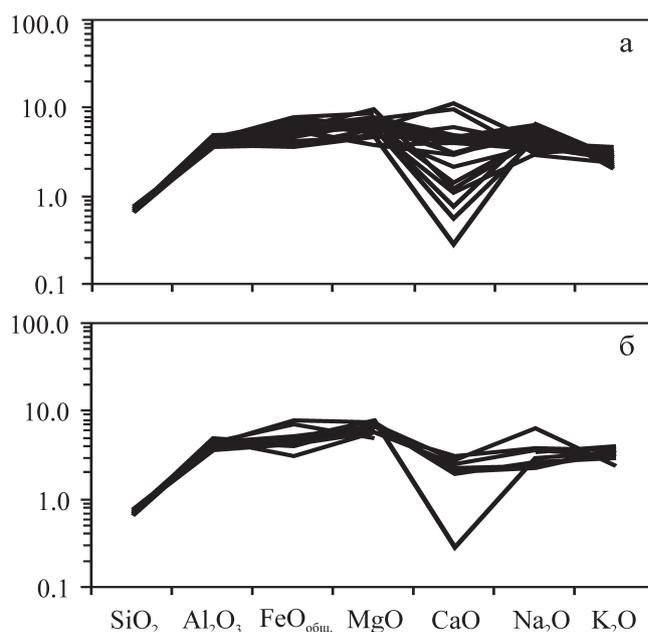


Рис. 5. Содержания ряда основных породообразующих оксидов в позднепермском климовском педокомплексе, нормированные на их содержания в ПКП.

а – разрез Климово, б – разрез Саларево.

дотип В ассоциирует с отложениями заливных пойм и междуречных зон дельтовых равнин. Педотип С приурочен преимущественно к мелководным озерным фациям.

Первый из рассматриваемых нами педокомплексов резко обеднен относительно ПКП оксидами железа, магния, кальция и натрия, тогда как содержания Al_2O_3 и, в значительной части образцов, также K_2O здесь несколько выше, чем в ПКП (рис. 6а). Палеопочвы формации *Pennington* обладают по сравнению с ПКП более высокими содержаниями оксидов алюминия, железа, магния и калия. Содержания CaO в них относительно ПКП в значительной мере варьируют, а Na_2O в достаточной мере сопоставимы (см. рис. 6б). Педотипы *Aroge* и *Itaja* при нормировании свойственных им концентраций ряда основных породообразующих оксидов на ПКП обнаруживают значительное сходство. Для них характерны в целом более высокие, чем в ПКП содержания оксидов магния и кальция, и несколько повышенные концентрации FeO . Оксиды калия и алюминия присутствуют как в больших, так и в меньших количествах (рис. 6в). Наконец, педотипы из разрезов формации *Yaolja* обладают при нормировании на ПКП определенным сходством с палеопочвами формации *Pennington* (см. рис. 6г).

Если же сопоставить валовые химические составы палеопочв формации *Yaolja* и, например, палеопочвенных образований из разреза бедерышинской подсветы зильмердакской свиты на южной окраине г. Миньяр, то мы увидим, что при пример-

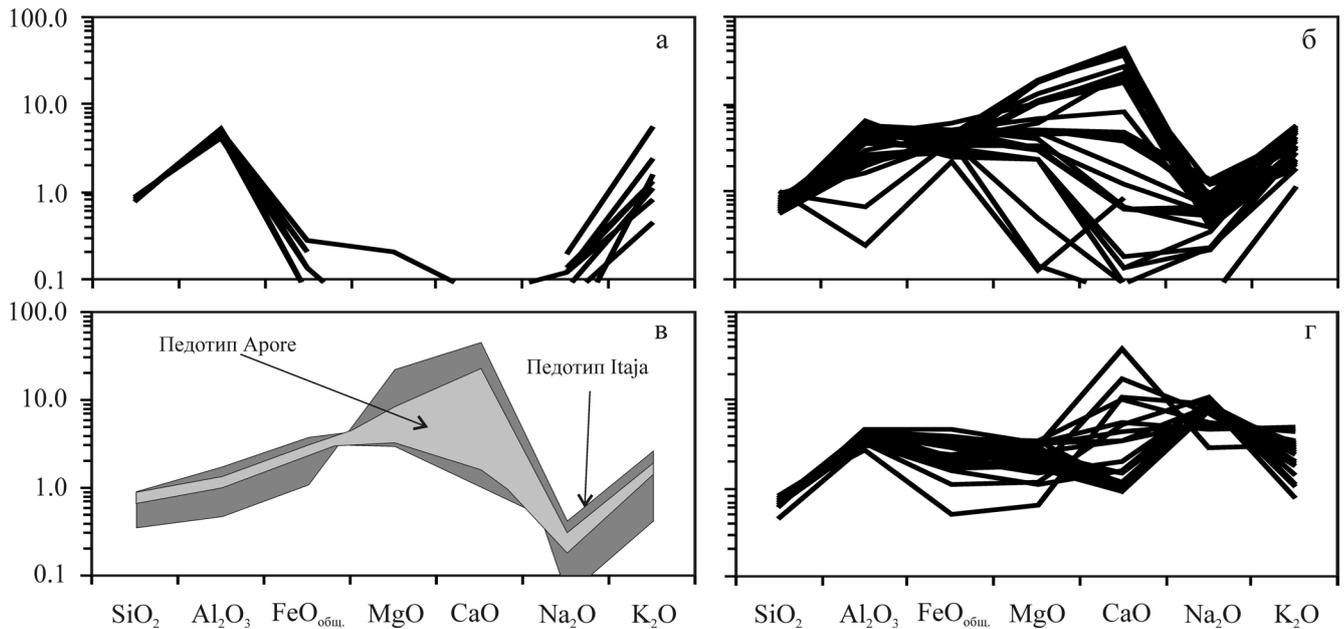


Рис. 6. Содержания ряда основных породообразующих оксидов в палеопротерозойских палеопочвах Восточной Индии (а), верхнекарбонной формации Pennington (б), верхнемеловых формациях Marilia (в) и Yaojia (г), нормированные на их содержания в ПКП.

но близких содержаниях оксидов кремния и алюминия последние содержат в среднем в 1.7 раза больше $\text{FeO}_{\text{общ.}}$, примерно в 1.5 раза больше оксида кальция, существенно (соответственно, в 5 и ~2 раза) обогащены оксидами магния и калия и заметно обеднены Na_2O .

Приведенные выше данные показывают, во-первых, определенное сходство химического состава ряда палеопочвенных горизонтов, присутствующих в разрезах зильмердакской свиты верхнего рифея Башкирского мегантиклинория как между собой, так и с рядом хорошо развитых/полнопрофильных педокомплексов, а, во-вторых, позволяют видеть существование заметных вариаций валового химического состава слагающих различные педокомплексы образований, контролируемых, по всей видимости, главным образом составом исходных пород и особенностями палеоклимата.

Исследования выполнены при финансовой поддержке проекта УрО РАН 09-П-5-1011, являющегося составной частью исследований по Программе Президиума РАН "Происхождение биосферы и эволюция гео-биологических систем".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бахнов В.К.* Почвообразование: взгляд в прошлое и настоящее (биосферные аспекты). Новосибирск: СО РАН, 2002. 117 с.
2. *Герман Т.Н.* Органический мир миллиард лет назад. Л.: Наука, 1990. 50 с.
3. *Гражданкин Д.В., Маслов А.В.* Древнейшие экосистемы суши // Эволюция жизни на Земле: мат-лы IV Меж-

- дунар. симп. Томск: ТМЛ-Пресс, 2010. С. 164–166.
4. *Гражданкин Д.В., Гой Ю.Ю., Маслов А.В.* Примитивные палеопочвы в верхнем рифее Южного Урала: комплексный подход // Геология и полезные ископаемые западного Урала. Пермь: ПГУ, 2011. С. 4–6.
5. *Гражданкин Д.В., Наговицин К.Е., Маслов А.В.* Недифференцированные примитивные палеопочвы в разрезах верхнего рифея и венда Южного Урала // Актуальные вопросы литологии: мат-лы 8 Уральского литолог. совещ. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2010. С. 84–86.
6. *Демкин В.А., Гугалинская Л.А., Алексеев А.О. и др.* Палеопочвы как индикаторы эволюции биосферы. М.: НИА-Природа, фонд "Инфосфера", 2007. 282 с.
7. *Добровольский Г.В.* Роль и значение почв в становлении и эволюции жизни на Земле // Эволюция биосферы и биоразнообразия. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2006. С. 246–256.
8. *Добровольский Г.В., Макеев А.О.* Палеонтология и палеопочвоведение // Доклады по экологическому почвоведению. Вып. 1. 2009. С. 95–125.
9. *Заварзин Г.А.* Лекции по природоведческой микробиологии. М.: Наука, 2004. 348 с.
10. *Иноземцев С.А., Таргульян В.О.* Верхнепермские палеопочвы: свойства, процессы, условия формирования. М.: ГЕОС, 2010. 188 с.
11. *Наговицин К.Е.* Биоразнообразие грибов на границе мезо- и неопротерозоя (лахандинская биота, Восточная Сибирь) // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 10-11. Приложение к журналу "Геология и геофизика". 2008. Т. 49. С. 147–151.
12. *Bandyopadhyay P.C., Eriksson P.G., Roberts R.J.* A vertic paleosol at the Archean-Proterozoic contact from the Singhbhum-Orissa craton, eastern India // Precambrian Research. 2010. V. 177. P. 277–290.
13. *Butterfield N.J.* Probable Proterozoic fungi // Paleo-

- biology. 2005. V. 31, № 1. P. 165–182.
14. *Condie K.C.* Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // *Chem. Geol.* 1993. V. 104. P. 1–37.
 15. *Dal'Bo P.F.F., Basilici G., Angelica R.S.* Factors of paleosol formation in a Late Cretaceous eolian sand sheet paleoenvironment, Marilia Formation, Southeastern Brazil // *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology.* 2010. V. 292. P. 349–365.
 16. *Du X., Xie X., Lu Y. et al.* Distribution of continental red paleosols and their forming mechanisms in the Late Cretaceous Yaojia Formation of the Songliao Basin, NE China // *Cretaceous Research.* 2011. V. 32. P. 244–257.
 17. *Kahmann J.A., Driese S.G.* Paleopedology and geochemistry of Late Mississippian (Chesterian) Pennington Formation paleosols at Pound Gap, Kentucky, USA: Implications for high-frequency climate variations // *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology.* 2008. V. 259. P. 357–381.
 18. *Retallack G.J.* Soils of the past: an introduction to paleopedology. Blackwell Science, 2001. 404 p.
 19. *Retallack G.J., Grandstaff D., Kimberley M.* The promise and problems of Precambrian paleosols // *Episodes.* 1984. V. 7, № 2. P. 8–12.