

ПРИМИТИВНЫЕ ПАЛЕОПОЧВЫ В РАЗРЕЗАХ ЗИЛЬМЕРДАКСКОЙ СВИТЫ ЮЖНОГО УРАЛА (ТЕКСТУРНЫЙ И ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЙ АСПЕКТЫ)

© 2013 г. А. В. Маслов*, Д. В. Гражданкин**, Ю. Ю. Гой***.***

*Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7
E-mail: maslov@igg.uran.ru

**Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН
630090, г. Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3
E-mail: dima.grazhdankin@gmail.com

***Новосибирский государственный университет,
630090, г. Новосибирск, ул. Пирогова, 2
E-mail: gojyuriy@gmail.com

Поступила в редакцию 26.04.2011 г.

Получена после доработки 12.09.2012 г.

Анализ валового химического состава красноцветных отложений ряда педотипов, присутствующих в разрезах верхнерифейской зильмердакской свиты показал, что исследованные породы по средней величине гидролизатного модуля могут быть отнесены к гипогидролизатам, т.е. слабо преобразованным процессами выветривания образованиям. Средние величины химического индекса изменения в них составляют порядка 60, что также свидетельствует о незначительной степени изменения кластики. Значения Al_2O_3/SiO_2 , являющегося индикатором количества глинистых минералов и степени “подзолистости” палеопочв, варьируют от 0.11 до 0.14. Это сопоставимо со значениями названного параметра, свойственными для большинства различных типов слабо проработанных почв и почвенных профилей. Данные изучения макро- и микродиагностических признаков слагающих педотипы образований находятся в достаточно хорошем соответствии и с присущими им средними значениями $Al_2O_3/(CaO + MgO + Na_2O + K_2O)$ – показателя концентрации относительно нерастворимых (глинистых) компонентов по сравнению с компонентами, высвобождаемыми при процессах гидролиза. Так, верхние подгоризонты шаркраукского педотипа характеризуются повышенными значениями $Al_2O_3/(CaO + MgO + Na_2O + K_2O)$ по сравнению с нижними подгоризонтами. С другой стороны, нижние подгоризонты указанного педотипа отличаются относительно повышенными значениями величины индикатора кальцификации палеопочв $(CaO + MgO)/Al_2O_3$, что можно интерпретировать как следствие воздействия на породы начальных стадии формирования подпочвенного горизонта (Вк). Из приведенных в работе данных можно сделать вывод, что вариации валового химического состава и ряда литогеохимических индикаторов слагающих палеопочвенные профили образований контролируются процессами педогенеза, однако последние не были проявлены в зильмердакское время (начало позднего рифея) в существенной степени. Возможно, это является также следствием достаточно слабого воздействия на субстрат альгогрибных биоценозов в условиях доминирования аридного или близкого к нему климата. Таким образом, и текстурно-структурные особенности, и литогеохимические характеристики ряда красноцветных уровней верхнего рифея Башкирского мегантиклинория подтверждают вывод о невысоком “экзогенном потенциале среды” во время формирования палеопочвенных профилей.

Ключевые слова: Южный Урал, верхний рифей, зильмердакская свита, примитивные палеопочвы, литогеохимические и текстурные особенности.

Реконструкция ландшафтно-климатических условий образования примитивных палеопочв, роли процессов почвообразования в эволюции процессов выветривания и формировании осадочных последовательностей позднего докембрия и реконструкция характера экосистем в обстановках с периодическим осушением являются актуальными проблемами современной седиментологии. Первые шаги в указанном направлении сделаны в последние годы на западном склоне Южного и Среднего Урала, благодаря исследованиям в рамках програм-

мы Президиума РАН “Происхождение биосферы и эволюция гео-биологических систем”.

В результате проведенных работ в разрезах верхнего рифея (бирьянская и бедерышинская подсвиты зильмердакской свиты) и верхнего венда (зиганская и чернокаменская свиты) установлены и кратко описаны горизонты примитивных палеопочв [4, 5, 7, 12, 13 и др.]. Однако относительно небольшие объемы всех перечисленных публикаций не позволили представить информацию об их текстурно-структурных и литогеохимических особенностях,

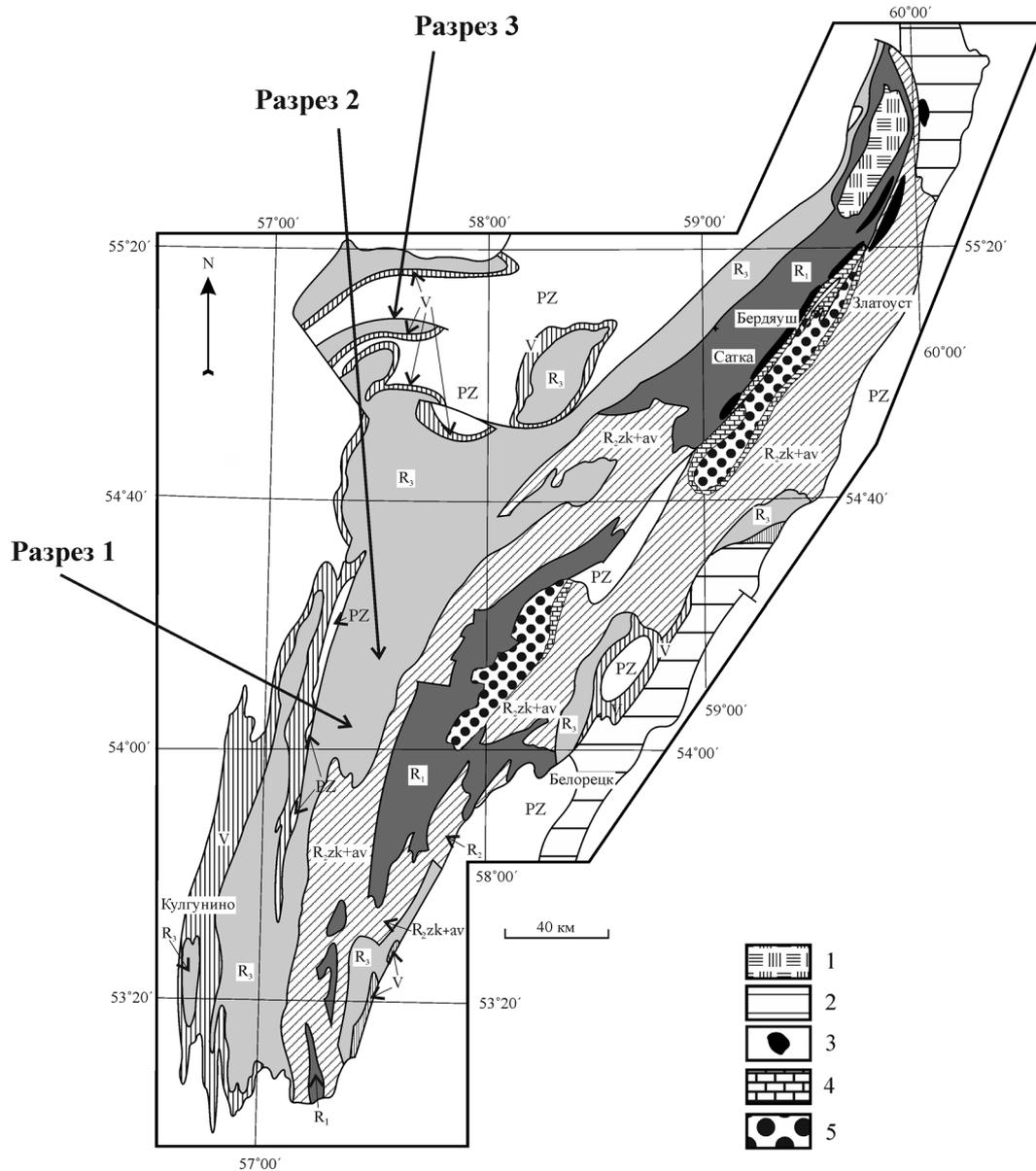


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Башкирского мегантиклинория и положение изученных разрезов (см. текст).

R_1 – нижний рифей; R_2 – средний рифей; R_{2zk+av} – зигазино-комаровская и авзянская свиты, нерасчлененные, R_3 – верхний рифей; V – венд; PZ – палеозой; 1 – Тараташский метаморфический комплекс; 2 – Уфалейский и Уралтауский метаморфические комплексы; 3 – гранитоидные массивы; 4 – зигальгинская свита среднего рифея; 5 – машакская свита среднего рифея.

поэтому цель настоящей работы в какой-то мере восполнить указанный пробел.

Содержания порообразующих оксидов определены на рентгеновском спектрометре СРМ-18 в ИГГ УрО РАН (аналитики – Н.П. Горбунова, В.П. Власов, Л.А. Татарина, Г.М. Ятлук и Г.С. Непуюкова), концентрации редких и рассеянных элементов установлены там же методом ICP-MS (аналитики – Д.В. Киселева, Н.Н. Адамович, Н.В. Чердиченко, О.А. Березикова и Л.К. Дерюгина).

В 2009 г. Д.В. Гражданкиным и А.В. Масловым выполнено детальное изучение верхней части при-

мерно 60-м фрагмента бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея, вскрытого вдоль автодороги г. Уфа–пос. Инзер на восточном склоне хр. Зильмердак (разрез 1, рис. 1, 2а). Разрез здесь имеет следующий вид (рис. 3) (мощность, м):

1. Крупно- и грубозернистые розовато- и буровато-серые аркозовые и субаркозовые песчаники с хорошо выраженной среднемасштабной однонаправленной косою слоистостью и массивными интервалами (более 5.0).

2. Чередование тонкоплитчатых (толщина плиток 1 см и менее) шоколадно-коричневых с крупны-

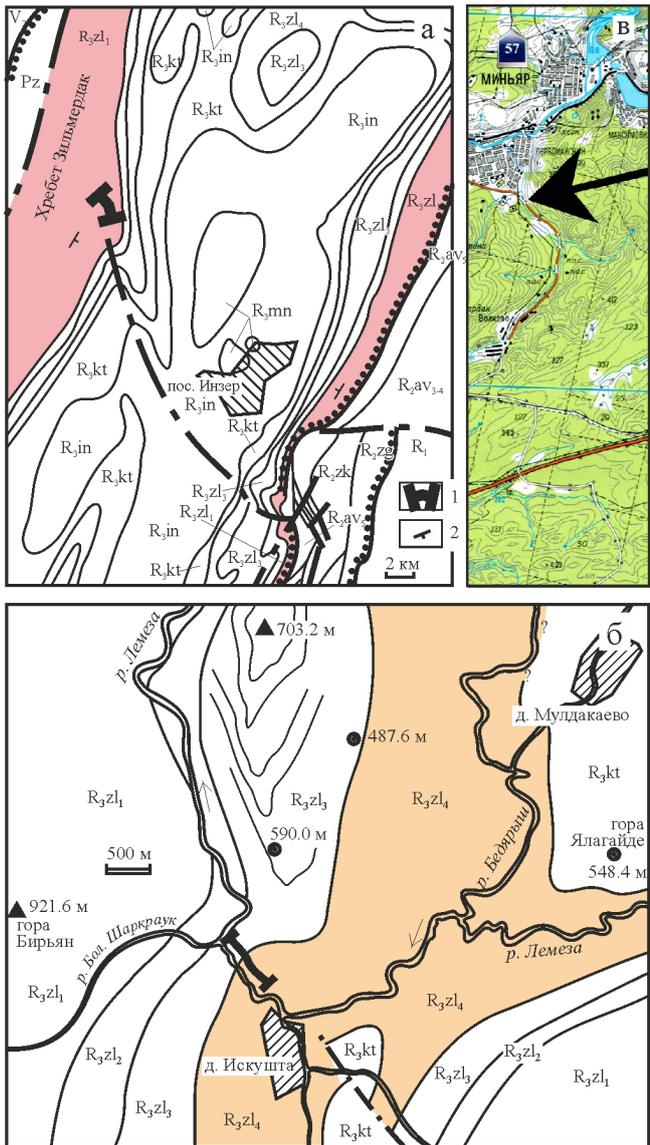


Рис. 2. Схематические геологические карты окрестностей пос. Инзер (а) и д. Искушты (б), и положение изученного фрагмента разреза бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты на южной окраине г. Миньяр (в).

1 – положение разреза; 2 – элементы залегания. R₁ – нижний рифей нерасчлененный, R₂zg – зигальгинская свита, R₂av₃₋₄ – ушаковская и куткурская подсвиты авзянской свиты, R₂av₅ – реветская подсвита авзянской свиты, R₃zl₁ – бирьянская подсвита зильмердакской свиты, R₃zl₂ – нугуская подсвита зильмердакской свиты, R₃zl₃ – лемезинская подсвита зильмердакской свиты, R₃zl₄ – бедерышинская подсвита зильмердакской свиты, R₃kt – катавская свита, R₃in – инзерская свита, R₃mn – миньярская свита, V₂ – верхний венд, Pz – палеозой.

ми пятнами оглеевания алевропесчаников и алевроаргиллитов с тонкой волнистой и косо-волнистой слоистостью и многочисленными отпечатками кристаллов соли, крупными трещинами усыхания, разнообразными знаками ряби. В средней части данной

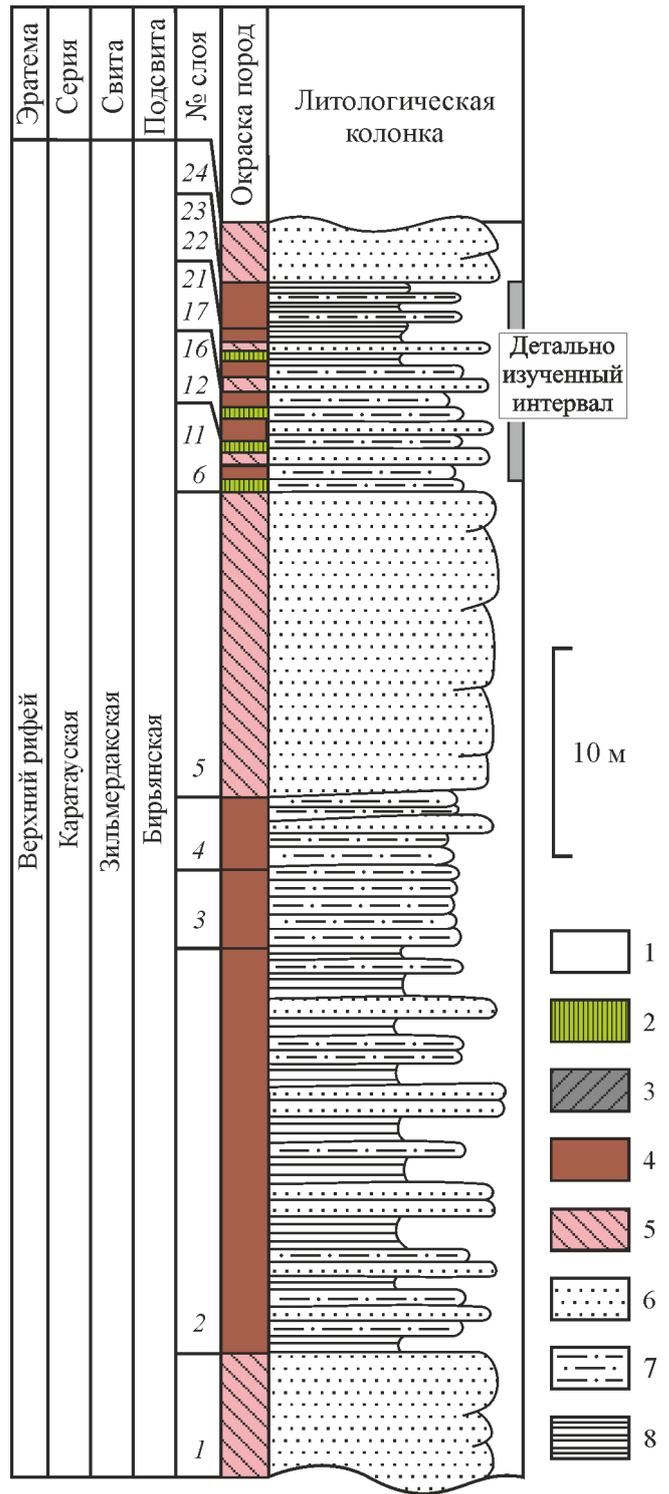


Рис. 3. Стратиграфическая колонка фрагмента разреза бирьянской подсвиты зильмердакской свиты на восточном склоне хр. Зильмердак.

Здесь и на рис. 8: 1–5 – окраска пород (1 – светло-серая, 2 – зеленовато-серая, 3 – темно-серая, 4 – шоколадно-красновато-коричневая, 5 – желтовато- и розовато-серая), 6 – песчаники, 7 – алевролиты, 8 – глинистые сланцы и алевроаргиллиты.

пачки присутствуют прослои пологоволнистослоистых песчаников мощностью до 10–15 см (20.0–22.0).

3. Красно-коричневые тонкоплитчатые алевролиты с волнистой (?) слоистостью и многочисленными пустотами выщелачивания, псевдоморфозами по галиту, знаками ряби и пятнами оглеевания (4.0).

4. Красновато-коричневые алевролиты с прослоями алевропесчаников, содержащими пустоты выщелачивания (3.5).

5. Средне- и грубоплитчатые массивные или с хорошо видимой горизонтальной слоистостью средне- и крупнозернистые аркозовые песчаники. Наряду с тонкой горизонтальной слоистостью в них иногда можно видеть и крупную косую однонаправленную слоистость. Поверхности напластования пород ровные (15).

6. Зеленовато-серые тонкоплитчатые алевролиты (0.25).

7. Тонкоплитчатые карсеновато-коричневые алевролиты (0.2).

8. Средне- и грубоплитчатые аркозовые розовато-серые песчаники (1.4).

9. Зеленовато-серые тонкоплитчатые алевролиты (0.01).

10. Розовато-серые аркозовые песчаники (0.05).

11. Зеленовато-серые тонкоплитчатые алевролиты (0.04).

12. Средне- и грубоплитчатые мелко- и среднезернистые аркозовые песчаники косоволнисто- и волнистослоистые. Верхняя часть пачки обладает преимущественно зеленовато-серой окраской (оглеение) (0.4).

13. Красновато-коричневые тонкоплитчатые алевролиты (0.05).

14. Розовато-серые аркозовые песчаники (0.1).

15. Зеленовато-серые “узловатые” алевролиты (0.08).

16. Тонкоплитчатые тонковолнистослоистые красно-коричневые алевролиты с редкими мало-мощными (1–3 см) прослоями алевропесчаников, горизонтами и участками оглеевания и трещинами усыхания (1.6).

17. Мелкозернистые желтовато-розовато-серые волнистослоистые песчаники с прослоями шоколадно-коричневых алевроаргиллитов (0.8).

18. Шоколадно-коричневые алевролиты с многочисленными шагреневыми сегментированными поверхностями, пятнами и интервалами оглеевания (0.8).

19. Зеленовато-серые тонкоплитчатые алевроаргиллиты (0.05).

20. Мелкозернистые розовато-серые песчаники и алевропесчаники с тонкими полого-волнистослоистыми прослоями красно-коричневых алевроаргиллитов. В данной пачке присутствуют арумбериоподобные текстуры, знаки ряби и другие поверхностные текстуры (1.0).

21. Тонкоплитчатые шоколадно-коричневые алевролиты с редкими пятнами оглеевания (0.4).

22. Мелкозернистые розовато-серые песчаники с хорошо выраженной косоволнистой и линзовидно-косой слоистостью и алевропесчаники с тонкими пологоволнистыми прослоями красновато-коричневых алевроаргиллитов (25).

23. Тонкое пологоволнистое чередование тонкоплитчатых алевроаргиллитов и алевролитов или алевропесчаников с разномасштабными знаками ряби, косоволнистой и линзовидно-косой мелкой слоистостью, трещинами усыхания, трещинами синерезиса (?) и глиптоморфозами по кристаллам галита (1.5).

24. Крупно- и среднеплитчатые аркозовые песчаники с пологой косой слоистостью (более 1.5).

Судя по текстурно-структурным особенностям рассматриваемых образований, они накапливались в пределах аллювиально-дельтовой равнины с признаками периодического осушения и неустойчивой или переменной солености [11].

В указанном разрезе послыжно описана последовательность палеопочв мощностью 5.38 м, заключенная между пачками 8 и 22. Палеопочвы приурочены к толще чередующихся пакетов коричневатосерых волнисто- и косо-волнистослоистых песчаников (мощность 0.65–1.0 м) и интервалов красно-коричневых тонкослоистых алевролитов (0.5–0.9 м).

Макроскопическими диагностическими признаками палеопочв являются: стратификация на почвенные горизонты, псевдоморфозы по кристаллам соли, отпечатки кристаллов льда и морозных узоров, а также характерная темная красновато-серая окраска алевролитов с голубовато-серыми пятнами оглеевания (рис. 4–6). В алевролитах наблюдаются многочисленные морфологически разнообразные трещины высыхания и образовавшиеся в результате растрескивания скопления обломков аргиллитов. Кроме того, в песчаниках наблюдаются звездчатые слепки своеобразных трехлучевых трещин, напоминающих мелкие морозобойные трещины. Широко распространена здесь шагреневая текстура подошвы песчаников, которую можно интерпретировать как отпечаток биологической почвенной корки. Кроме того, в одном из прослоев песчаника обнаружены объемные слепки арумбериоморфных организмов.

В целом, палеопочвы бирьянской подсвиты зильмердакской свиты по макроскопическим признакам напоминают палеопочвы крутихинской подсвиты чернокаменской свиты верхнего венда Среднего Урала [4]; однако, признаки криопедогенеза (в том числе кристаллы льда, морозные узоры, морозное растрескивание) позволяют нам выделить два новых типа палеопочв, которые названы “шурским” и “аканайским” педотипами (по руч. Шура и горе Аканай) [7].

Шурский педотип, приуроченный к алевролитам, представлен поверхностным неорганическим горизонтом S (поверхность с отпечатками кристаллов соли) и массивным подпочвенным горизонтом C темной красновато-серой окраски с голубовато-

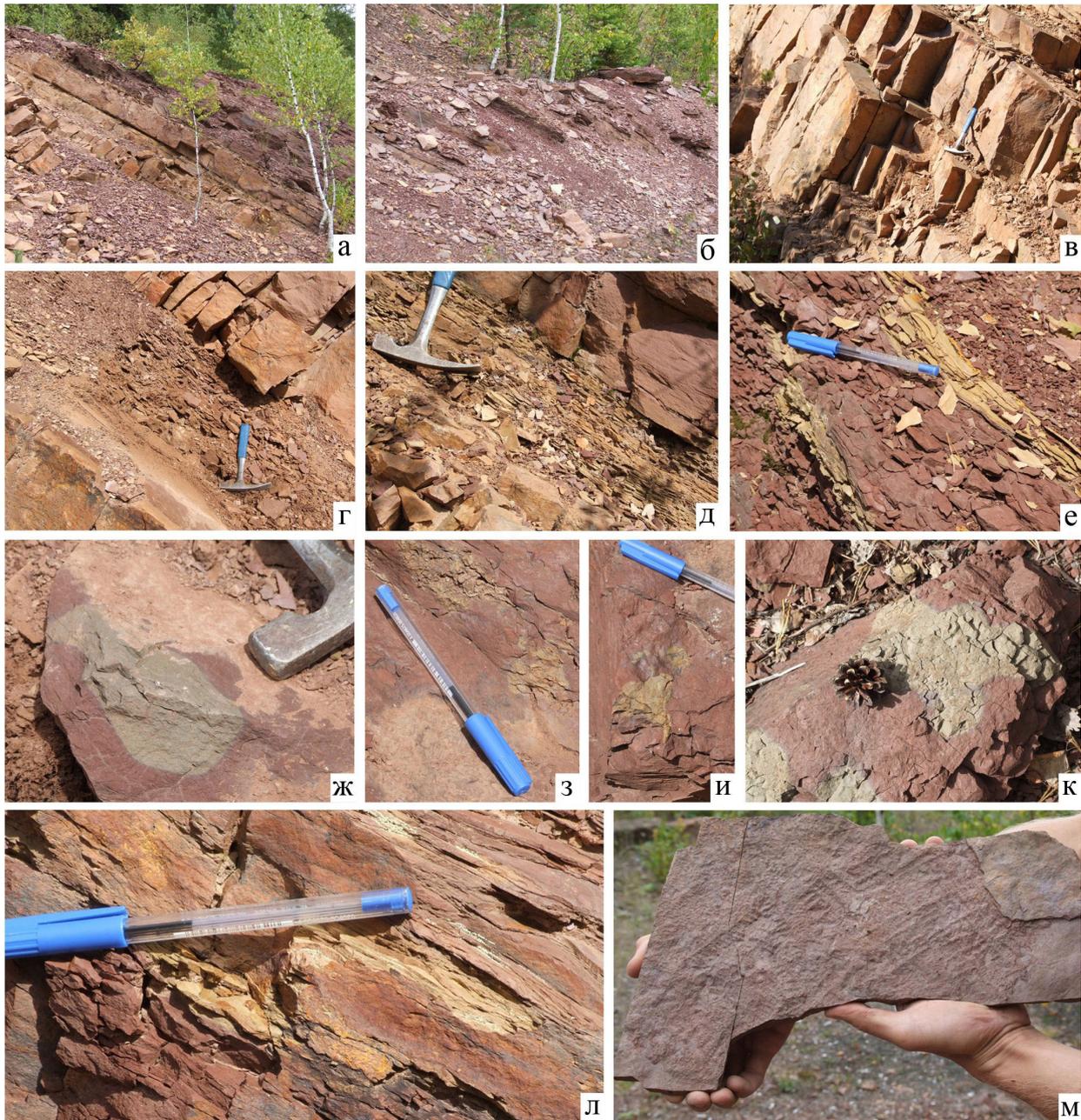


Рис. 4. Общие виды частей фрагмента разреза бирьянской подсвиты зильмердакской свиты на восточном склоне хр. Зильмердак (а–г) и текстурные особенности (д–м) слагающих его красноцветных алевролитов, алевроаргиллитов и желтовато- и розовато-серых песчаников.

а – чередование пачек красновато-коричневых аргиллитов, алевроаргиллитов и алевролитов и желтовато-и розовато-серых аркозовых песчаников; высота обнажения 6 м; б – красновато-коричневые аргиллиты и алевроаргиллиты; высота коренных выходов 1 м; в – грубоплитчатые желтовато-серые аркозовые песчаники с тонкой горизонтальной слоистостью или массивные; г – тонкоплитчатые красновато-коричневые алевроаргиллиты и алевролиты; д, е – прослои желтовато-серых алевролитов среди красноцветных разностей (оглеивание?); ж–л – пятна оглеивания в красноцветных алевролитах и алевроаргиллитах; м – морозные узоры.

серыми пятнами оглеивания. К поверхностному горизонту также приурочены многочисленные полигоны растрескивания и микробрекции, образовавшиеся в результате скопления обломков аргиллитов.

Аканайский педотип, приуроченный к песчаникам, в большинстве случаев представлен горизон-

том С – выветрелым материнским материалом с признаками криопедогенеза, хотя местами присутствует органический горизонт А (отпечаток биологической почвенной корки). И шурский и аканайский педотипы характеризуют недифференцированные примитивные почвенные профили.

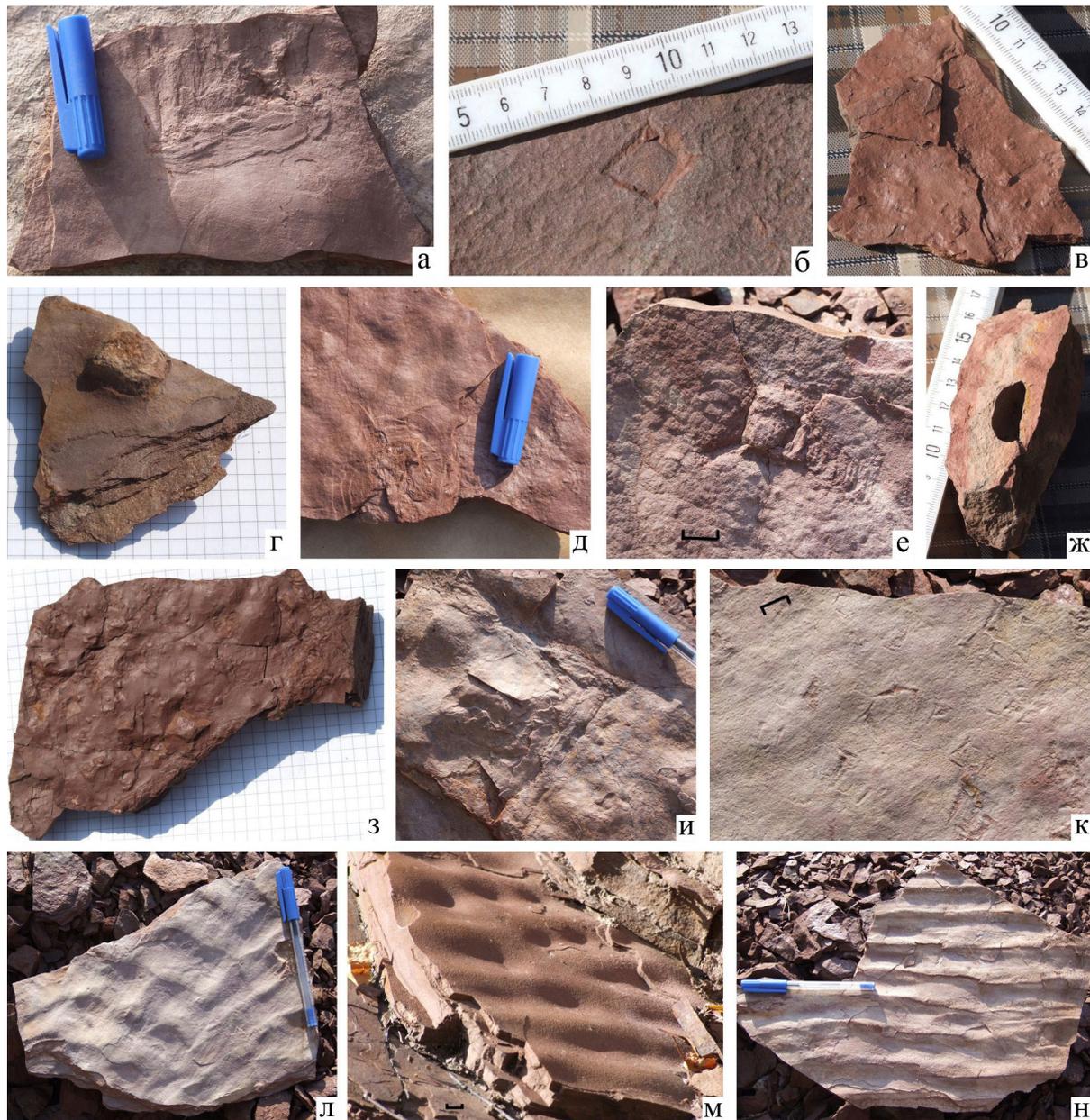


Рис. 5. Текстуальные особенности красноцветных алевролитов и песчаников в разрезе бирьянской подсвиты зильмердакской свиты на восточном склоне хр. Зильмердак.

а–е, з–к – глиптоморфозы по кристаллам галита; ж – пустота субэллипсоидальной формы (результат растворения карбонатной конкреции?); л–н – интерференционная и прямолинейная с приостренными гребнями рябь волнения. Длина масштабной черты на рис. е, к, м – 1 см.

Красновато- и шоколадно-коричневые алевролиты, входящие в состав пачек 9–21 фрагмента разреза бирьянской подсвиты на восточном склоне хр. Зильмердак, характеризуются средними значениями ГМ – 0.40 ± 0.06 , CIA – 62 ± 2 и $Al_2O_3/SiO_2 - 0.28 \pm 0.04$. Для чередующихся с ними розовато- и желтовато-серых песчаников величины указанных параметров составляют, соответственно, 0.21 ± 0.09 , 60 ± 3 и 0.15 ± 0.06 .

Нормирование содержаний ряда основных петрогенных оксидов в розовато- и желтовато-серых

песчаниках на содержания их в средних протерозойском и фанерозойском кратонных песчаниках (соответственно, ПКП и ФКП, по [20]) показывает заметно более высокие концентрации в исследуемых нами образованиях TiO_2 , Al_2O_3 , суммарного Fe_2O_3 , K_2O и P_2O_5 при переменном количестве MgO и Na_2O и явном дефиците CaO (рис. 7а, б). Состав красновато- и шоколадно-коричневых алевролитов более выдержанный, однако и для них характерны существенно более высокие содержания оксидов титана, алюминия, калия, фосфора и $Fe_2O_{3общ.}$; содержание

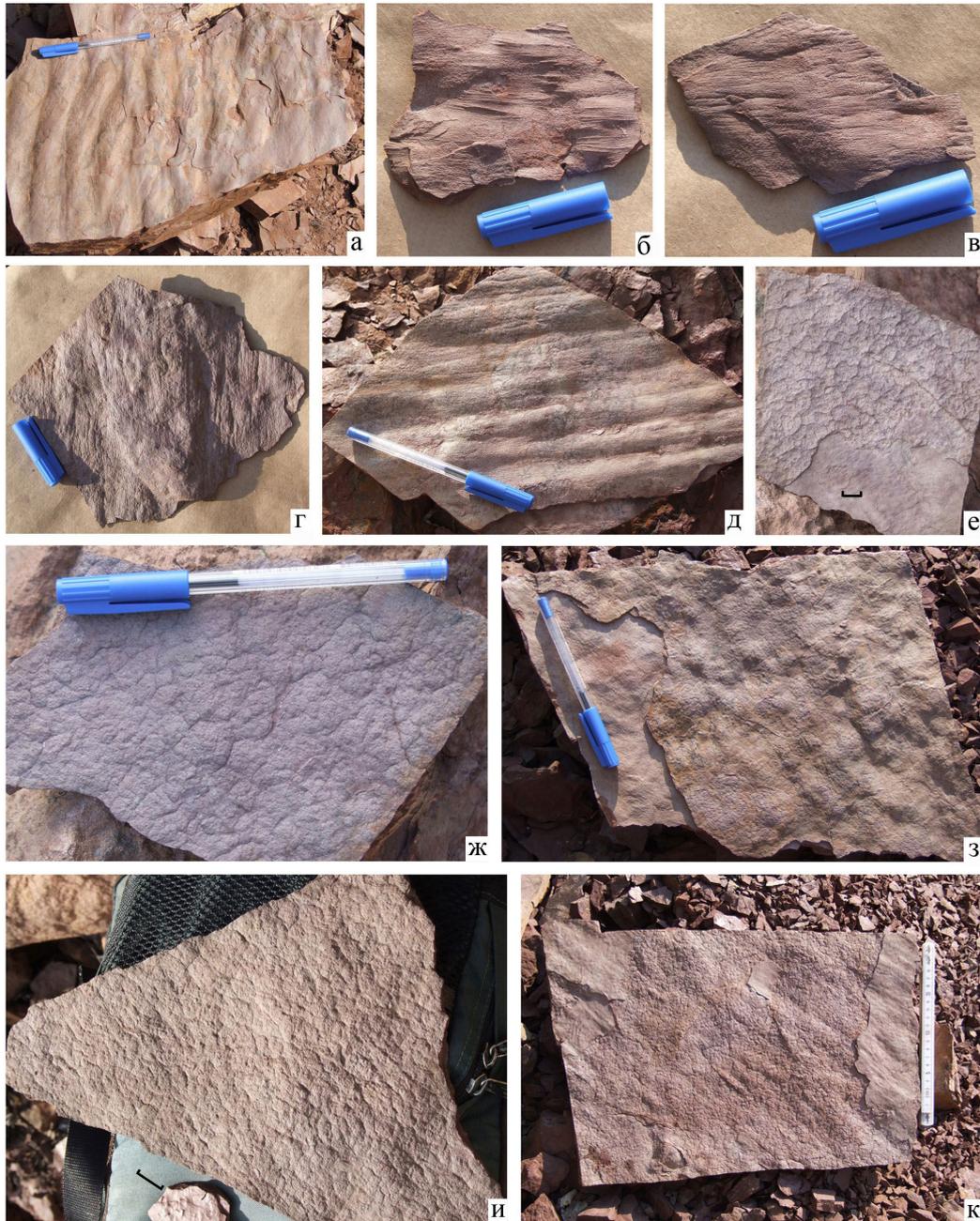


Рис. 6. Текстурные особенности красноцветных алевролитов и песчаников в разрезе бирьянской подсвиты зильмердакской свиты на восточном склоне хр. Зильмердак.

а – синусоидальная немного криволинейная рябь волнения; б–д – объемные слепки арумбериоморфных организмов; е, ж, и, к – шагреневые текстуры подошв пластов песчаников (отпечатки почвенных корок); з – то же с глиптоморфозами по галиту (?). Длина масштабной черты на рис. е, и – 1 см.

MgO также выше, чем в ПКП и ФКП, а содержания CaO и Na₂O, напротив, ниже (рис. 7в, г).

Так как в данном разрезе горизонты палеопочв развиты по терригенным отложениям континентального генезиса, то для реконструкции палеоклиматических обстановок их формирования может быть использована треугольная диаграмма Al₂O₃–(Fe₂O₃ + FeO)–(CaO + MgO + K₂O + Na₂O) В.С. Ерофеева и Ю.Г. Цеховского [9]. Точки составов пород гумидного

семейства располагаются на этой диаграмме в верхнем левом (широком) поле, а составы пород аридного семейства сосредоточены в правом нижнем, что и характерно для песчаников и алевролитов бирьянской подсвиты зильмердакской свиты (рис. 7ж).

В работе [28] проанализированы взаимоотношения состава аллювиальных и связанных с ними песчаников и алевролитов и палеоклиматических обстановок и показано, что для разграничения гумид-

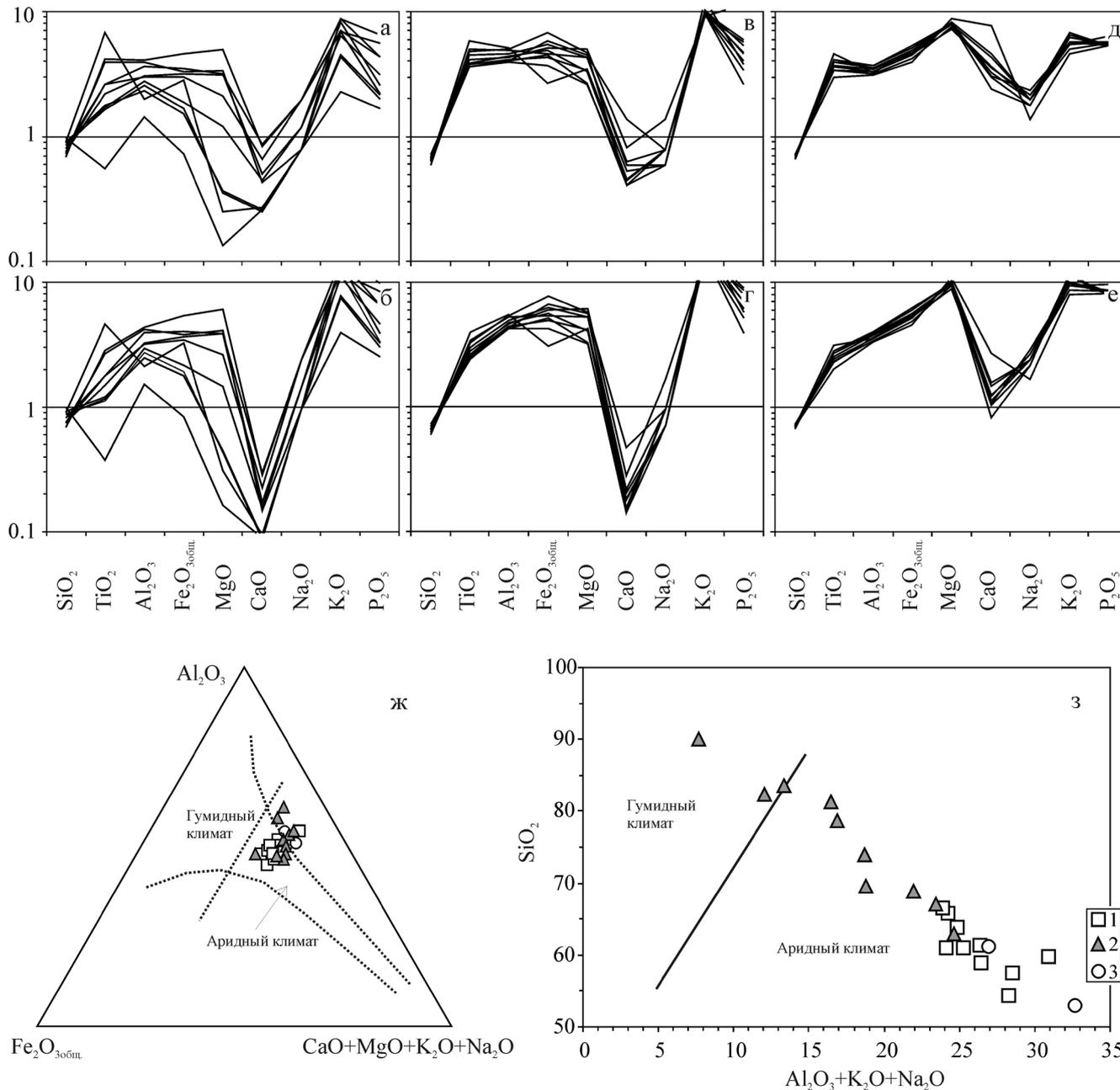


Рис. 7. Нормированные на среднепротерозойский (а, в, д) и фанерозойский (б, г, е) кратонные песчаники содержания ряда основных породообразующих оксидов в розовато- и желтовато-серых песчаниках (а, б) и красновато- и шоколадно-коричневых алевролитах бирьянской (в, г) и бедерышинской (д, е) подсвити зильмердакской свиты и положение фигуративных точек состава зелено- и красноцветных пород бирьянской подсвиты на различных палеоклиматических диаграммах (ж, з).

1 – красновато- и шоколадно-коричневые алевролиты; 2 – розовато- и желтовато-серые песчаники; 3 – зеленовато-серые алевролиты.

ных и аридных отложений можно использовать диаграмму $SiO_2-(Al_2O_3 + K_2O + Na_2O)$. Точки составов красноцветных алевролитов и розовато-желтовато-серых песчаников из описанного выше разреза бирьянской подсвиты зильмердакской свиты попадают на этой диаграмме, как и на предыдущей, в поле составов, сформированных в обстановках аридного климата (рис. 7з).

В 2010 г. авторами выполнено детальное изучение ряда красноцветных пачек, присутствующих в средней части бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты в разрезе по правому борту долины р. Лемеза в 1–1.5 км ниже д. Искушта (разрез 2, рис. 1, 2б), расположенной в 45 км юго-западнее г. Катав-Ивановск. В указанном разрезе наблюдается крупный фрагмент верхней части лемезинской и

нижней и средней частей бедерышинской подсвит зильмердакской свиты верхнего рифея [14] (рис. 8):

Лемезинская подсвита (мощность, м):

1. Светло-серые крупно- и грубоплитчатые массивные или неотчетливо полосчатые среднезернистые кварцитовидные песчаники, разделенные 1–3-м интервалами мелкозернистых зеленовато-серых песчаников с отчетливо выраженной мелкой волнистой слоистостью и знаками ряби на поверхностях напластования (26.0).

2. Светло- и зеленовато-серые тонко- и среднеплитчатые песчаники со слепками с незамкнутых трещин усыхания на нижних поверхностях напластования (3.0–4.0).

3. Чередование массивных светло-серых среднезернистых песчаников и их мелкозернистых разновидности, с волнистой слоистостью и знаками ряби (42.0).

4. Волнистослоистые зеленовато-серые алевролиты с пластинками и прослоями зеленых аргиллитов (6.0).

5. Светлые розовато-серые среднезернистые кварцевые песчаники грубо- и крупноплитчатые (9.0)

Бедерышинская подсвита:

6. Пачка переслаивания темных зеленовато-серых алевролитистых глинистых сланцев (мощность прослоев до 10–12 см), среднезернистых песчаников и зеленовато-серых неслоистых алевролитов (2–3 см) (10.00).

7. Крупно- и грубоплитчатые светло-серые среднезернистые кварцевые песчаники с неотчетливо проявленной субгоризонтальной полосчатостью и/или волнистой слоистостью, последняя подчеркнута многочисленными вогнутыми пластинками глинистых сланцев (5.0).

8. Пачка переслаивания тонкослоистых глинистых сланцев, темно-серых алевролитов и мелкозернистых песчаников с горизонтальной слоистостью, подчеркнутой чередованием тонких пропластков алевролитового и глинистого материала. Среди сланцев отмечаются крупные (от 10 × 25 до 15 × 35 см) слепки промоин (5.0).

9. Массивные неслоистые мелкозернистые светло-зеленовато-серые полевошпато-кварцевые песчаники (1.0).

10. Пачка чередования темно-серых, почти черных, глинистых сланцев и зеленовато-серых и серых мелкозернистых алевролитов и мелкозернистых песчаников. В верхней части данной пачки наблюдаются хорошо выдержанные по простиранию прослой кварцевых светло-серых среднезернистых песчаников мощностью около 4–5 см. На нижних поверхностях песчаников присутствуют хорошо выраженные слепки с трещин усыхания (размер полигонов растрескивания до 5–8 см в поперечнике); в верхних частях прослоев заметна слоистость мигрирующей ряби (16.0).

11. Среднезернистые песчаники. В нижней части (~15 см) пачки – это красновато-серые с зелено-

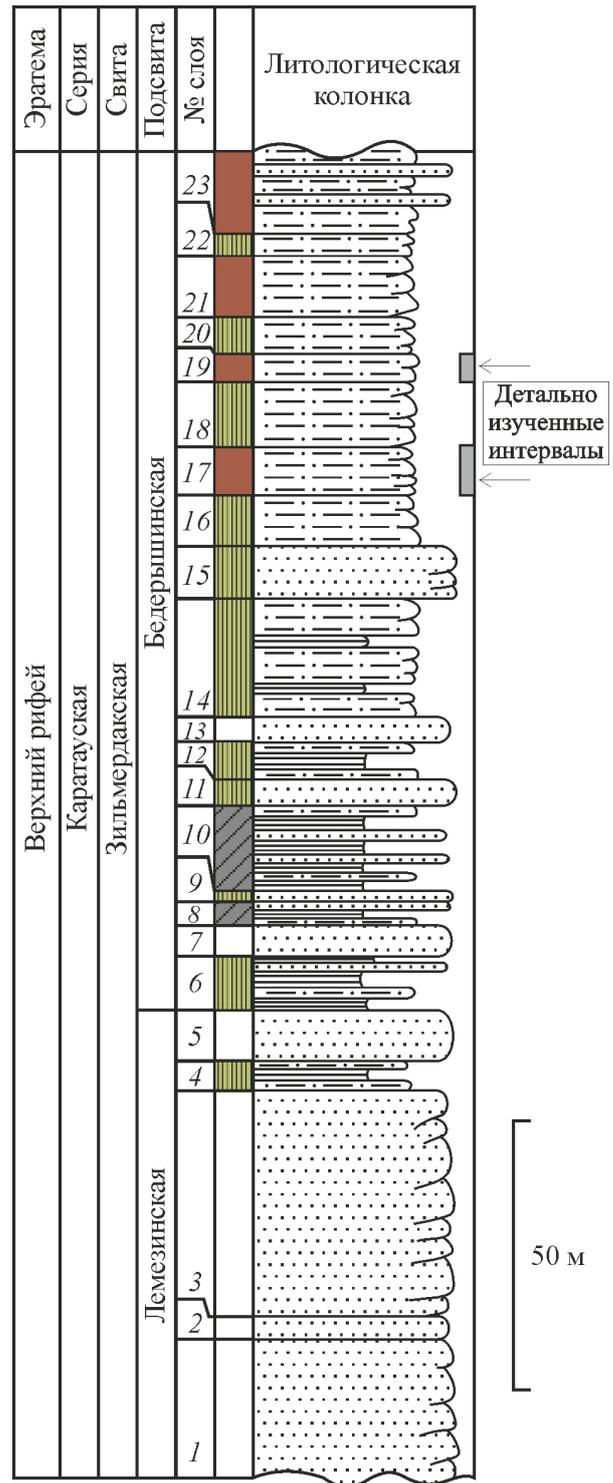


Рис. 8. Стратиграфическая колонка разреза бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты по правому борту долины р. Лемеза ниже д. Искушта.

Условные обозначения см. рис. 3.

ватым оттенком тонко-, пологокосослоистые породы (слоистость одно- и разнонаправленная), а выше наблюдаются светлые зеленовато-серые массивные разности (около 4.0).



Рис. 9. Текстурные особенности красноцветных алевролитов пачки 17 разреза бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты по правому борту долины р. Лемеза ниже д. Искушта.

а, г – сильно деформированный (разорванный и смятый) микробально стабилизированный тонкий глинистый прослой; б – синусоидальная рябь волнения; в – широкие и пологие знаки ряби с реликтами округлых микробальных колоний; д – микробальные колонии на пологоволнистой поверхности красноцветных алевролитов; е – крупные полигоны растрескивания; ж – поверхность напластования красноцветных тонкослоистых алевролитов с крупной слабо дихотомизирующей синусоидальной рябью волнения и многочисленными округлыми микробальными колониями; з – то же, более крупный план. Длина масштабной черты – 1 см.

12. Пачка чередования зеленовато-серых и серых алевролитов, средне- и мелкозернистых песчаников и алевритистых глинистых сланцев; последние присутствуют в подчиненном количестве (7.0).

13. Светлые розовато-серые среднезернистые кварцитовидные кварцевые песчаники с отчетливо выраженными знаками симметричной и асимметричной ряби волнения и течения на поверхностях напластования (расстояние между рифелями составляет в среднем 4–5 см) (4.00).

14. Зеленатовато-серые алевролиты с многочисленными тончайшими пропластками темно-серых глинистых сланцев (толщина от 0.5 до 2–3 мм). Последние либо группируются в виде серий слойков и в этом

случае алевролиты приобретают тонкослоистый облик, либо отстоят друг от друга на 3–5 см. Часто в прослоях глинистых сланцев можно видеть “просечки” песчаного и алевритового материала (22.0).

15. Светлые зеленовато-серые мелкозернистые преимущественно массивные песчаники (10.0).

16. Тонко-, горизонтальнослоистые серые и зеленовато-серые алевролиты (9.0).

17. Красноцветные тонкоплитчатые алевролиты с многочисленными знаками ряби синусоидальной формы и трещинами усыхания разнообразной формы и размера (9.0).

18. Зеленатовато-серые тонкоплитчатые алевролиты без ясно выраженных текстур (13.0).

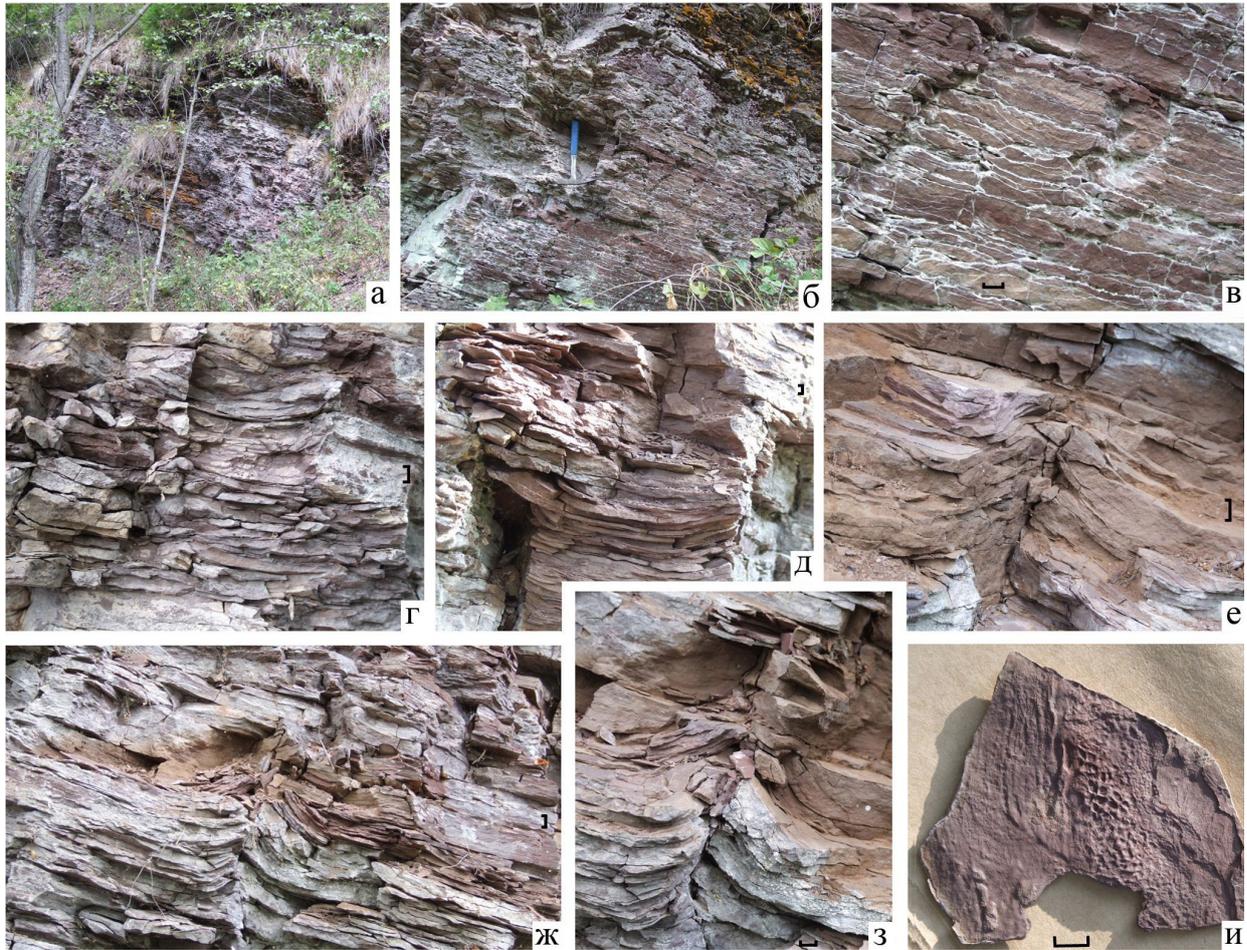


Рис. 10. Общие виды (а–в) и некоторые текстурные особенности (г–и) красноцветных алевролитов пачки 19 разреза бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты по правому борту долины р. Лемеза ниже д. Искушта.

а–в – характер соотношения в разрезе красновато-коричневых тонкоплитчатых алевролитов; г–д – текстуры типа “стопки тарелок”; е–з – своеобразные деформации первичной слоистости пород, возможно обусловленные гляциальными процессами; и – деформированный (типа смятой скатерти), микробиально стабилизированный глинистый прослой. а – высота обнажения 2.5 м, в–и – длина масштабной черты – 1 см.

19. Красноцветные алевролиты со знаками ряби синусоидальной и острогребневой формы и наложенными на них трещинами усыхания (5.0).

20. Зеленовато-серые алевролиты и алевроаргиллиты с неровным занозистым изломом (7.0).

21. Красноцветные тонкоплитчатые алевролиты с острогребневой рябью волнения различного размера (12.0).

22. Тонкоплитчатые зеленые и зеленовато-серые массивные алевролиты (4.0).

23. Красновато-коричневые тонкоплитчатые алевролиты с редкими маломощными прослоями мелкозернистых песчаников. Типичными текстурами для пород данной пачки являются рябь волнения и трещины усыхания (более 15).

В пачках 17 и 19 установлены и послойно описаны последовательности примитивных палеопочв, макроскопическими диагностическими признаками которых являются преимущественно структур-

ные характеристики: стратификация на почвенные горизонты, плитчато-блоковая отдельность песчаников и алевролитов, слепки трещин высыхания и текстуры деформации (рис. 9, 10). Другим важным диагностическим признаком палеопочв является характерная темная красновато-серая (5YR7/2–8/3 по цветовой системе Манселла) и желтовато-серая (2.5Y7/2) окраска алевролитов с голубовато-серыми (5GY7/1) пятнами оглеения.

В данном разрезе выделен “шаркраукский” (по протекающему вблизи ручью) тип палеопочв бедерышинской подсвиты [5]. Указанный педотип, приуроченный к маломощным пластам тонкослоистых тонкозернистых песчаников (алевропесчаников), представлен исключительно подпочвенным горизонтом С – выветрелым материнским материалом с блоковой отдельностью, характеризующим первые стадии почвообразования. В составе горизонта С, который проникает на глубину до 6 см, в свою оче-

редь, выделяются два подгоризонта, различающиеся степенью сохранности реликтовой структуры, которые можно рассматривать как “зачатки” будущих почвенных горизонтов. Верхний подгоризонт мощностью 1–2 см разбит мелкими (шириной несколько миллиметров) субвертикальными и наклонными постепенно сужающимися вниз трещинами, заполненными осадочной микробрекцией, при этом слоистость осадка практически не сохранилась (наблюдаются только ее деформированные реликты). Нижний подгоризонт характеризуется тонкой реликтовой субгоризонтальной слоистостью, рассеченной относительно широкими (до 10–15 мм) и глубокими (до 6 мм) трещинами, проникающими из верхнего подгоризонта. Трещины заполнены микробрекциями. От субвертикальных трещин в разные стороны параллельно слоистости отходят микротрещины, также заполненные микробрекцией. Система трещин обусловила своеобразное плитчато-блоковое строение нижнего подгоризонта. Подгоризонты шаркраукского педотипа, также как шурский и аканайский педотипы, характеризуют недифференцированный примитивный почвенный профиль.

Изучение стратифицированных горизонтов палеопочв в шлифах позволило сделать вывод, что выявленные нами по макроскопическим признакам образования действительно являются недифференцированными слаборазвитыми палеопочвами (энтисоли и инсептисоли). Известно, что палеопочвы характеризуются специфической плазменной микроструктурой (*sepic plasmic fabric*) глинистой составляющей, хорошо диагностируемой в шлифах при скрещенных николях [24, 25]. Указанная микроструктура образована тончайшими, закономерно ориентированными, с высоким двупреломлением слойками глинистых минералов. Появление ее обусловлено формированием глинистых минералов под действием внутреннего напряжения, возникающего при периодическом высыхании и обводнении, образовании и залечивании трещинок и других экзогенных процессах. Для верхних частей палеопочвенных горизонтов шаркраукского педотипа плазменная микроструктура выражена достаточно хорошо, кроме того здесь наблюдается также система слойков, простирающихся вдоль двух направлений под углом друг к другу (*clinobimasepic microfabric*), которая не распространяется на их нижние части.

В описываемых красноцветных отложениях присутствует комплекс дисковидных отпечатков, которые можно интерпретировать как ископаемые микробинальные колонии, а совместное нахождение с горизонтами примитивных палеопочв позволяет рассматривать их как представителей древнейших наземных экосистем. Отпечатки сохранились на поверхностях напластования темно-серых косо-волнистослоистых песчаников, содержащих многочисленную плоскую аргиллитовую гальку бледно-красного цвета. Дисковидные отпечатки имеют раз-

мер от 1.5–5.0 мм в плотных скоплениях до 10–13 мм – в разреженных, на поверхностях со знаками волновой ряби, сохраняются в низком позитивном гипорельефе и имеют четкие очертания. В ряде случаев на дисковидных отпечатках наблюдаются концентрические складки, а в центре может присутствовать бугорок. Также отмечаются признаки слияния дисковидных отпечатков. В случае, когда дисковидные отпечатки сохранились на рифленой поверхности знаков ряби, приуроченность отпечатков к впадинам между гребнями ряби не наблюдается [3].

Анализ валового химического состава красноцветных алевролитов шаркраукского педотипа (всего 9 образцов) показал, что исследованные породы по средней величине гидролизатного модуля ($\sim 0.31 \pm 0.03$) могут быть отнесены к гипогидролизатам [17], т.е. слабо преобразованным процессами выветривания образованиям. Среднее значение CIA в них равно 57 ± 3 , что также свидетельствует о незначительной степени химического изменения кластики. Минимальная величина отношения Al_2O_3/SiO_2 , являющегося индикатором количества глинистых минералов и степени “подзолистости” палеопочв, составляет в нашем случае 0.11, максимальная – 0.14, что сопоставимо со значениями данного параметра, свойственными для большинства различных типов слабо проработанных почв и почвенных профилей [25].

Нормирование химического состава красноцветных алевролитов бедерышинской подсветы на состав ПКП и ФКП демонстрирует определенное сходство их с красно- и шоколадно-коричневыми алевролитами бирьянской подсветы (рис. 7д, 7е). Основное отличие – более высокие содержания оксидов кальция и натрия, составляющие, соответственно, от 2.4 до 7.8 и от 1.4 до 2.4 при нормировании на ПКП.

Для сравнения нами проведено нормирование на состав ПКП красноцветных палеопочв формации Yaojia (верхний мел, бассейн Songliao, СВ Китай). В разрезах формации Yaojia, по данным [22], выделено три типа палеопочв. Первый из них имеет мощность от 4 до 15 м, характеризуется типичным для подобных образований профилем и развит в ассоциации с флювиальными, дельтовыми и прибрежно-озерными отложениями. Он объединяет темно-красные и розовато-лиловые аргиллиты, зеленовато-зеленые и цвета морской волны аргиллиты, карбонатные ризоконкреции и известковистые песчаники. Второй, в составе которого присутствуют тонкослоистые красноцветные аргиллиты и подчиненные им аллювиальные песчаники, приурочен к пойменным отложениям и осадкам межрукавных зон дельт. Иногда в разрезах данного типа можно видеть также известковистые песчаники с волнистой слоистостью и знаками ряби. Третий тип содержит достаточно мощные пакеты и пачки красноцветных аргиллитов, есть здесь и сероцветные аргиллиты и алевро-

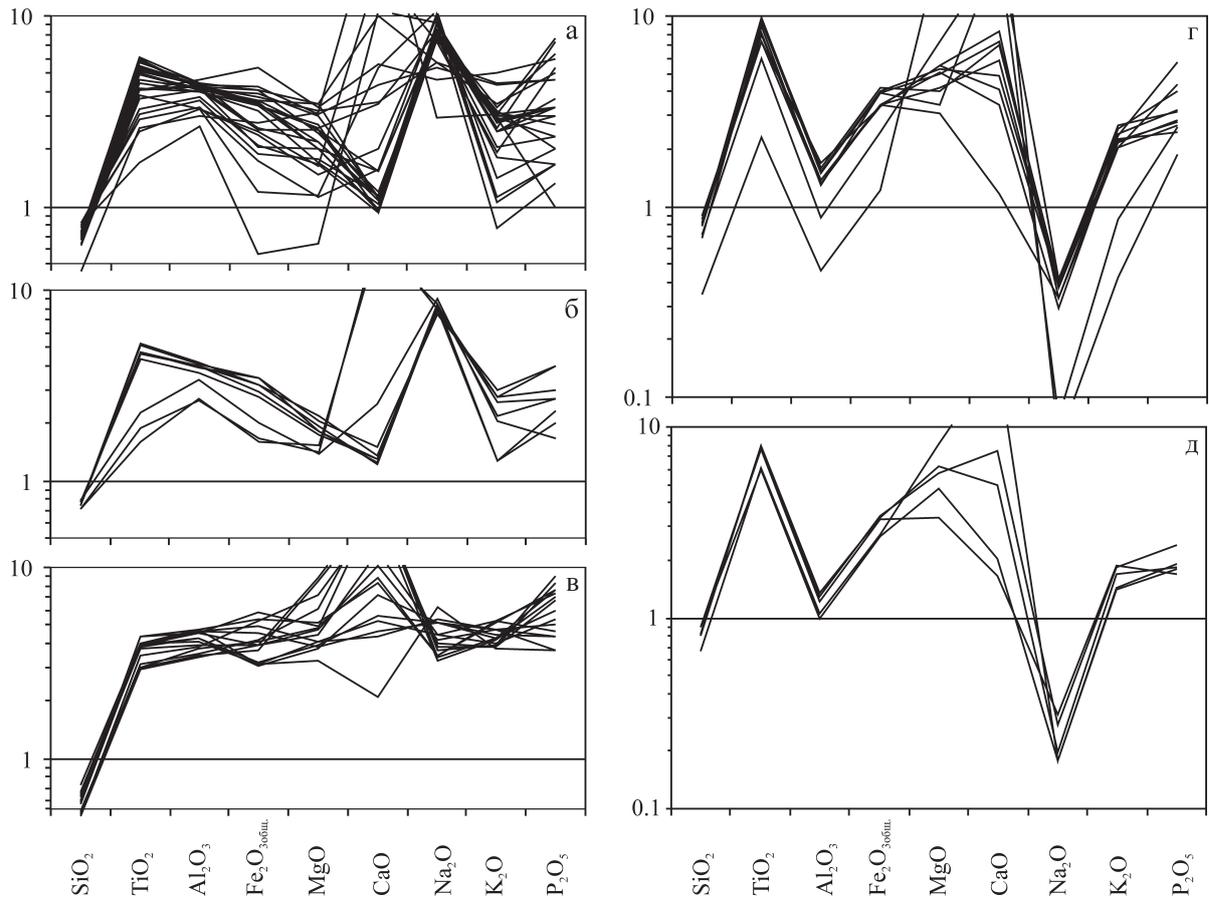


Рис. 11. Содержания основных породообразующих оксидов в породах различных педотипов, нормированные на их содержания в среднем протерозойском кратонном песчанике.

а–в – формация Yaojia, г–д – формация Marilia, педотипы Itaja (г) и Apore (д),

аргиллиты с прослоями аргиллитов цвета морской волны. Последние рассматриваются как удаленные от берега мелководные озерные фации.

Средние значения ГМ, CIA и Al_2O_3/SiO_2 для различных педотипов формации Yaojia варьируют, соответственно, в следующих пределах – 0.27–0.41, 54–59 и 0.20–0.29. Сопоставление химического состава пород различных типов палеопочв формации Yaojia с составом ПКП показывает, что содержания практически всех рассматриваемых нами основных петрогенных оксидов, за исключением SiO_2 , в них в той или иной мере выше. Содержания CaO, K_2O и P_2O_5 , также как MgO и $Fe_2O_{3общ.}$, в различных педотипах формации Yaojia в существенной мере варьируют (рис. 11а–в).

Другим объектом для сопоставления были верхнемеловые (маастрихт) отложения формации Marilia, распространенные в интракратонном бассейне Вагу на юго-востоке Бразилии [18, 21]. Указанная формация объединяет чередующиеся пласты эоловых песчаников и горизонты палеопочв (~70% всей мощности, педотипы Itaja и Apore). Педотип Itaja принадлежит к типу Aridisol. Мощность его составляет ~8 м. Преобладающая структура по-

род средне- и крупнозернистая песчаная, а также среднеблочная или призматическая. Окраска пород варьирует от красной и красновато-оранжевой до оранжевой (10R6/6, 10R4/6, 10R5/6, 10R4/8, 5R5/6, 7.5R4/6, 7.5R6/4, 7.5R5/4, 7.5R4/8, 7.5R5/8 и 5YR6/6). Для ряда горизонтов характерно интенсивное развитие кальцитового цемента и конкреций того же состава. Следы биотурбаций присутствуют, но достаточно редко. Педотип Apore (мощность около 3.5 м) отвечает типу Alfisol. Структура слагающих его образований варьирует от тонко- до среднепесчаной. Цветовая гамма по цветовой системе Манселла – 10R4/6, 10R4/8 (красный, тускло-красный), 10R4/4 (красновато-коричневый) и на отдельных интервалах – N3/0 (темно-серый). Основная текстурная особенность – присутствие крупной угловатой и субугловатой блочности, наблюдаются также вертикально ориентированные цилиндрические трубки, заполненные песчаным материалом (следы биотурбаций). Количество кальцитового цемента в существенной мере варьирует от горизонта к горизонту; это же свойственно и кальцитовым конкрециям.

Средние значения ГМ, CIA и Al_2O_3/SiO_2 для пород педотипа Itaja составляют 0.16 ± 0.02 , 49 ± 7 и

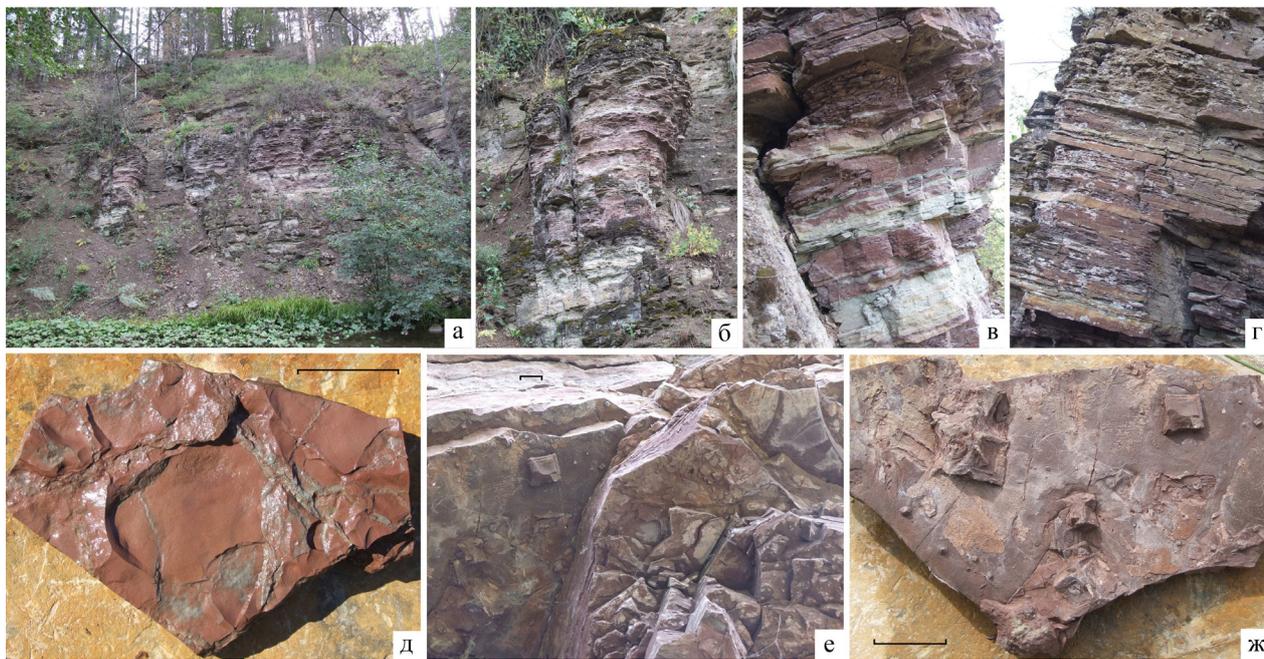


Рис. 12. Красноцветные породы бедершинской подсвиты на южной окраине г. Миньяр.

а–в – общий вид и отдельные части обнажения, г – перекрывающая палеопочвенные горизонты пачка отложений приливно-отливного генезиса, д–ж – некоторые текстурные особенности поверхностей напластования красноцветов. а – высота обнажения 8 м; высота фрагментов обнажения: б – 2.5 м, в – 0.4 м, г – 0.6 м; длина масштабной черты: д, ж – 5 см, е – 1 см.

0.07 ± 0.01 . Для пород педотипа Aroge указанные параметры примерно такие же (0.13 ± 0.02 , 53 ± 5 и 0.06 ± 0.01). Сравнение с ПКП выявляет сопоставимые с ним содержания SiO_2 и Al_2O_3 , существенно более высокие концентрации TiO_2 , MgO и CaO и отчетливый дефицит Na_2O (рис. 11г, д). Для педотипа Itaja значения $\text{Na}_2\text{O}_{\text{обр.}}/\text{Na}_2\text{O}_{\text{ПКП}}$ составляют от 0.06 до 0.41, а для педотипа Aroge – 0.18–0.31. В отличие от всех рассмотренных выше примеров, породы педотипа Aroge характеризуются средней величиной $\text{CaO}_{\text{обр.}}/\text{CaO}_{\text{ПКП}} \sim 7.8$, для педотипа Itaja этот параметр несколько ниже (~ 5.4), но и эти значения существенно выше, чем это присуще, например, красноцветным алевролитам бирьянской подсвиты зильмердакской свиты (~ 0.3).

Приведенные выше материалы изучения макро- и микродиагностических признаков шаркраукского педотипа находятся в достаточно хорошем соответствии и с результатами анализа средних значений отношения $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, рассматриваемого как показатель концентрации относительно нерастворимых (глинистых) компонентов по сравнению с компонентами, высвобождаемыми при процессах гидролиза [25]. Верхние подгоризонты шаркраукского педотипа характеризуются относительно повышенными значениями показателя ($0.866\text{--}0.923$) по сравнению с нижними подгоризонтами ($0.753\text{--}0.788$), что можно рассматривать как результат выветривания в условиях периодического осушения (накопление Al_2O_3 и вынос оксидов кальция, магния, натрия и калия из верхних

подгоризонтов по сравнению с менее затронутыми выветриванием нижними подгоризонтами). С другой стороны, нижние подгоризонты шаркраукского педотипа отличаются относительно повышенными значениями величины индикатора кальцификации палеопочв $(\text{CaO} + \text{MgO})/\text{Al}_2\text{O}_3$ [25] ($1.14\text{--}1.199$, по сравнению с $0.975\text{--}1.015$ в верхних подгоризонтах), что можно интерпретировать как начальные стадии формирования подпочвенного горизонта Вк. В этой связи обращает на себя внимание, что на некоторых уровнях в изученных красноцветных пачках бедершинской подсвиты встречаются пустоты округлой формы, которые можно рассматривать как результат растворения карбонатных конкреций.

В 2011 г. нами детально исследованы фрагменты разреза средней части бедершинской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея на южной окраине г. Миньяра (разрез 3, рис. 1, 2в). Здесь в красноцветной пачке, имеющей мощность до 1.7–2.0 м, описано 5 почвенных горизонтов/профилей (мощность профилей варьирует от 0.53 до 0.17–0.23 м), каждый из которых начинается с пестро- или зеленоцветных алевропесчаников с хорошо видимой тонкой параллельной, косоволнистой и флазерной слоистостью (неизмененные или слабо измененные процессами выветривания породы), надстраивается красноцветными (красновато-коричневыми) алевролитами или алевропесчаниками с вертикальными и косо-ориентированными трещинами. Последние представляют собой не-

кое подобие “зеркал скольжения” и образуются при взаимодействии рядом расположенных педогенных блоков в горизонтах с палеопочвами. В данном интервале иногда можно видеть крупные (до 3–5 см в поперечнике) псевдоморфозы по кристаллам галита и разнообразные трещины усыхания. Выше наблюдаются алевролиты с прослоями и пятнами оглеевания и алевролиты с карбонатными стяжениями/журавчиками и педогенными трещинами (рис. 12). В двух верхних интервалах породы бестектурные. Из каждого почвенного профиля с интервалом 8–10 см отобраны образцы красноцветных алевролитов и тонкозернистых песчаников для установления валового химического состава различных горизонтов и определения значений ГМ и CIA, а также индексов Г. Реталляка, характеризующих особенности изменения состава исходных пород при процессах выветривания.

Анализ полученных данных показывает, что в первом, втором, третьем и пятом палеопочвенных профилях (рис. 13) содержания оксида титана, наименее подвижного при процессах выветривания и педогенеза, достаточно сопоставимы (максимальное содержание TiO_2 больше минимального здесь менее чем на 20%), и только в четвертом профиле параметр $TiO_{2\text{макс}}/TiO_{2\text{мин}}$ достигает величины ~1.28 (рис. 13а). Это позволяет нам рассмотреть далее особенности изменения снизу вверх по каждому из описанных выше профилей примитивных палеопочв содержания ряда порообразующих оксидов, нормированных на содержание TiO_2 . Величина SiO_2/TiO_2 в первом профиле снизу вверх практически не меняется (рис. 13б). Во втором и третьем профилях рассматриваемый параметр существенно или несколько выше в основании, тогда как вверх по разрезу его значения сопоставимы и близки тем, что характерны для первого профиля. В четвертом профиле наблюдается рост значения SiO_2/TiO_2 вверх по разрезу, а в пятом профиле, напротив, имеет место снижение величины SiO_2/TiO_2 . Таким образом, какой-либо закономерной картины изменения данного параметра в исследованных профилях не наблюдается. Только для четвертого профиля характерен отчетливый рост величины SiO_2/TiO_2 вверх по разрезу, но он происходит на фоне симбатного снижения содержания TiO_2 . Для первого профиля характерен некоторый рост величины Al_2O_3/TiO_2 вверх по разрезу (рис. 13в). Во втором и третьем профилях снизу вверх, напротив, просматривается некоторое уменьшение значений Al_2O_3/TiO_2 . Четвертый профиль демонстрирует заметный рост анализируемого параметра снизу вверх, тогда как в пятом – тенденция прямо противоположная. Отношение MgO/TiO_2 в каждом из исследованных профилей также заметно варьирует, однако в целом, для первого, второго, третьего и пятого из них характерно его снижение примерно в средней части профиля и возврат (за исключе-

нием первого и пятого профилей) примерно к исходным значениям в кровле (рис. 13г). Это позволяет предполагать вынос оксида магния из средних горизонтов палеопочвенных профилей. Отношение CaO/TiO_2 ведет себя симбатно MgO/TiO_2 (рис. 13д). Отношение K_2O/TiO_2 в верхней части первого профиля, а также втором и третьем профилях практически не меняется (рис. 13е). В четвертом профиле рассматриваемый параметр растет вверх по разрезу, в пятом – немного снижается. Таким образом, и для данного параметра, как и для большинства рассмотренных выше, определенных тенденций изменения снизу вверх в разрезе всех пяти палеопочвенных профилей не наблюдается.

Невысокий “экзогенный потенциал среды” во время формирования палеопочвенных профилей в средней части бедершинской подсвиты на южной окраине г. Миньяр с достаточной очевидностью следует и из положения фигуративных точек составов слагающих оба указанных объекта на диаграммах $Fe_2O_3-Al_2O_3-(CaO + MgO + K_2O + Na_2O)$ и $(Al_2O_3 + K_2O + Na_2O)-SiO_2$ [6], где они локализованы в областях значений, характерных для континентальных красноцветных образований аридного климата.

Обратимся теперь к рассмотрению характера изменения снизу вверх по профилям примитивных палеопочв значений гидролизатного модуля $ГМ = (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO)/SiO_2$, а также отношений $(CaO + MgO)/Al_2O_3$, $Al_2O_3/(CaO + MgO + K_2O + Na_2O)$, Al_2O_3/SiO_2 , K_2O/Na_2O и Ti/Al . Для каждого из пяти исследованных нами профилей примитивных палеопочв характерно увеличение значений ГМ снизу вверх по разрезу (рис. 13ж). Так, в основании профиля 1 значение ГМ составляет 0.35 (обр. 1-5¹), а в кровле – 0.40 (обр. 1-0). Для профиля 2 эта же пара величин составляет, соответственно, 0.30 и 0.38, а для профиля 3 – 0.33 и 0.37. Таким образом, образования, слагающие верхние интервалы всех пяти палеопочвенных профилей, представлены более зрелыми разностями, чем те, что присутствуют в их основании. Вариации величины $(CaO + MgO)/Al_2O_3$ не имеют столь ясно выраженной однонаправленной тенденции, как ГМ (рис. 13з). Для первого, четвертого и, отчасти, пятого профилей данный параметр обнаруживает снижение значений вверх по разрезу. Во втором и третьем профилях минимальные значения $(CaO + MgO)/Al_2O_3$ присущи средним их частям. Все это указывает на вынос карбонатных фаз либо из верхних, либо из средних частей горизонтов примитивных палеопочв. Ясно выраженная тенденция к накоплению карбонатных фаз в верхних частях палеопочвенных профилей в исследованном нами разрезе бедершинской подсвиты на южной окраине

¹ Для образца 1-6, представляющего неизменную процессами педогенеза породу, значение ГМ равно 0.34.

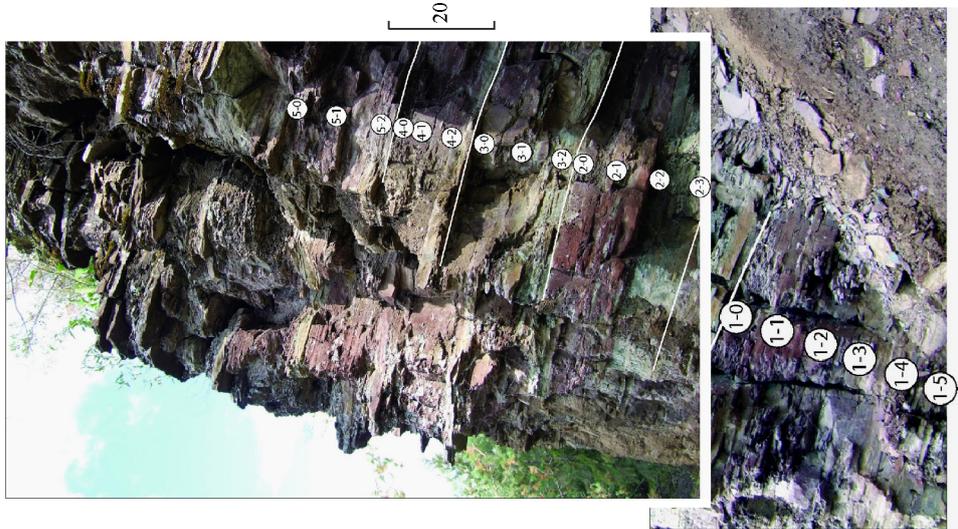
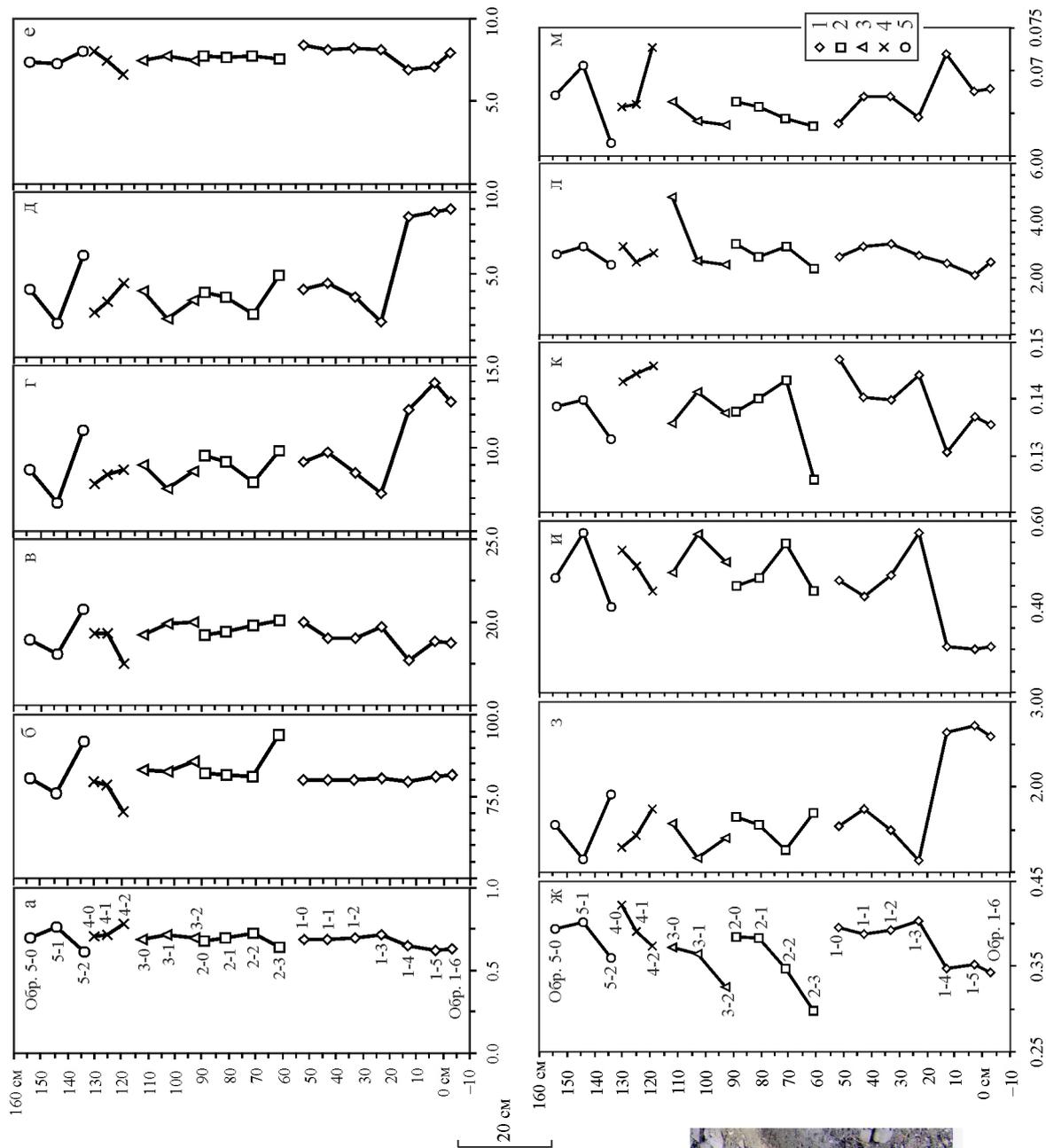


Рис. 13. Особенности изменения содержания TiO_2 (а) и значений SiO_2/TiO_2 (б), Al_2O_3/TiO_2 (в), MgO/TiO_2 (г), CaO/TiO_2 (д) и K_2O/TiO_2 (е), а также значений ГМ (ж), $(CaO + MgO)/Al_2O_3$ (з), $Al_2O_3/(CaO + MgO + K_2O + Na_2O)$ (и), Al_2O_3/SiO_2 (к), K_2O/Na_2O (л) и Ti/Al (м) по палеопочвенным профилям в разрезе средней части бедерышской подсытки на южной окраине г. Миньяр.

1–5 – палеопочвенные профили: 1 – первый снизу, 2 – второй, 3 – третий, 4 – четвертый, 5 – пятый.

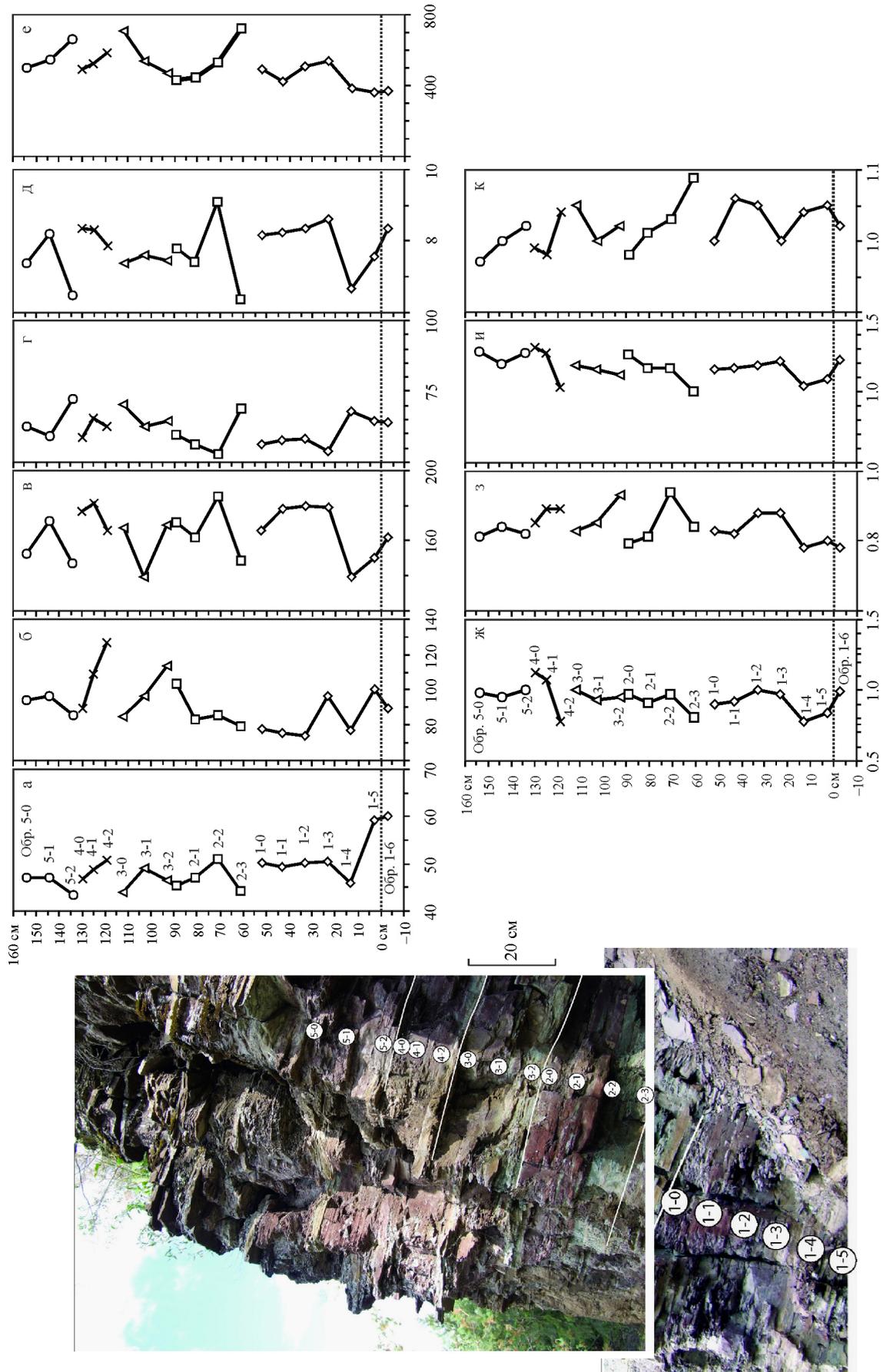


Рис. 14. Особенности изменения содержания соединений Li (а), Cs (б), Sr (в), Rb (г) и Ba (е) и значений $(La/Yb)_{DPLAS}$ (ж), $(La/Sm)_{DPLAS}$ (з), $(Gd/Yb)_{DPLAS}$ (и) и $(Eu/Eu^*)_{DPLAS}$ (к) по палеопочвенным профилям в разрезе средней части бедеринской подсыты на южной окраине г. Миньяр. Условные обозначения см. рис. 13.

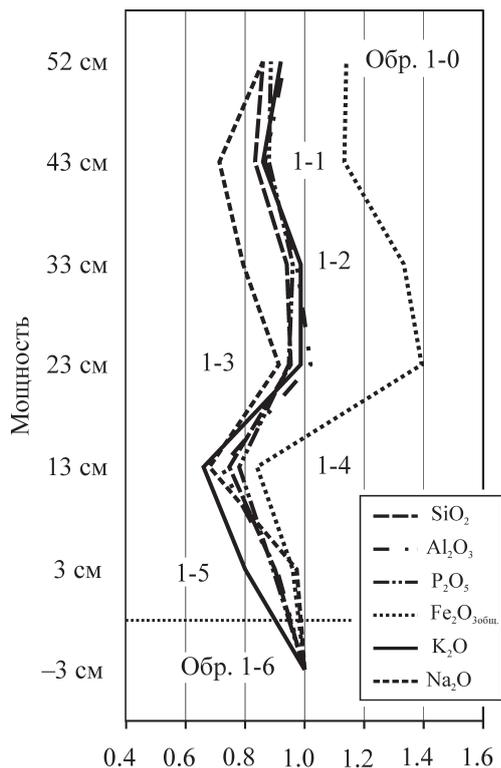


Рис. 15. Особенности изменения значений $(X/Zr)_{\text{образец}}/(X/Zr)_{\text{эталон}}$ по палеопочвенному профилю 1 в разрезе средней части бедерьшинской подсытки на южной окраине г. Миньяр.

г. Миньяр отсутствует. Максимальные значения параметра $Al_2O_3/(CaO + MgO + K_2O + Na_2O)$ в первом, втором, третьем и пятом профилях присущи их средним частям (рис. 13и), и только в четвертом профиле наблюдается выраженная тенденция к росту данного индикатора вверх по разрезу, что предполагает накопление здесь преимущественно глинистых компонентов. Какой-либо определенной тенденции в изменении снизу вверх по исследованным профилям нет и для отношения Al_2O_3/SiO_2 (рис. 13к). Так, в первом профиле мы видим хорошо выраженный рост Al_2O_3/SiO_2 от подошвы (обр. 1-5 – 0.137) к кровле (обр. 1-0 – 0.147). Во втором профиле минимальное значение Al_2O_3/SiO_2 присуще самым нижним горизонтам (обр. 2-3 – 0.125), тогда как максимальное свойственно средней его части (обр. 2-2 – 0.143). Третий и пятый профили характеризуются таким же распределением значений Al_2O_3/SiO_2 . Для четвертого профиля, напротив, присуще снижение величины рассматриваемого параметра снизу вверх по разрезу. Не просматривается во всех пяти профилях и однонаправленное изменение значений K_2O/Na_2O (рис. 13л). Для первого, второго, четвертого и пятого профилей рост или снижение величины данного отношения снизу вверх относительно невелики; в пятом профиле мы видим существенное увеличение K_2O/Na_2O к кровле. Наконец, во всех пяти профилях примитивных палеопочв нет каких-либо прин-

ципальных изменений величины Ti/Al (рис. 13м), что предполагает отсутствие существенных вариаций в составе пород (точнее в составе исходных для них образований на палеоводосборах), подвергшихся влиянию процессов педогенеза. Это позволяет считать, что все описанные выше вариации валового химического состава слагающих палеопочвенные профили образований контролируются процессами педогенеза, однако последние не были проявлены в конце зильмердакского времени в существенной степени, так как не привели к формированию однотипного распределения основных породообразующих компонентов. Возможно, это является также следствием достаточно слабого воздействия на субстрат альго-грибных биоценозов в условиях доминирования аридного или близкого к нему климата.

Содержания Li в профилях 1, 2, 3 и 4 снизу вверх несколько снижаются. Так, например, в неизменном процессе педогенеза образце алевропесчаников 1-6 содержание Li составляет ~60 г/т, а в обр. 1-0, представляющем самую верхнюю часть палеопочвенного профиля 1, эта величина равна 50 г/т (рис. 14а). Содержание Li в нижней части профиля 4 составляет ~51 г/т, тогда как в 11 см выше – 47 г/т. В то же время, для профиля 5, напротив, отмечен рост содержания лития снизу вверх. Вариации содержания Cr в исследованных нами палеопочвенных профилях разнонаправлены (рис. 14б). Так, для профилей 1 и 2 характерен рост содержания Cr снизу вверх, для профилей 3 и 4 свойственно отчетливое снижение концентраций хрома вверх по разрезу, тогда как для профиля 5 существенных изменений содержания Cr не отмечено. Это же свойственно Rb (рис. 14в); однако тренды изменения содержания указанного элемента в палеопочвенных профилях иные, нежели для Cr . Sr в одних случаях ведет себя симбатно Rb (профили 3 и 4, рис. 14г), в других – практически зеркально. Разнонаправленное изменение содержания в пределах профилей присуще также Cs и Ba (рис. 14д, е).

Нормированные на средний австралийский постаршейский сланец (РААS, по [16]) спектры редкоземельных элементов (РЗЭ) достаточно однотипны. Средняя величина $(La/Yb)_{РААS}$ для 20 проанализированных образцов составляет 0.94 ± 0.09 (минимум – 0.78, максимум – 1.12). Параметр $(La/Sm)_{РААS \text{ среднее}}$ равен 0.84 ± 0.05 . Европиевая аномалия практически не выражена $[(Eu/Eu^*)_{РААS \text{ среднее}} = 1.02 \pm 0.03]$, минимум – 0.97, максимум – 1.09].

Для палеопочвенных профилей 1, 2, 3 и 5 каких-либо существенных изменений величины $(La/Yb)_{РААS}$ снизу вверх не отмечается (рис. 14ж). Для профиля 4 характерно заметное увеличение данного параметра – в образце 4-2 (низ профиля) значение $(La/Yb)_{РААS}$ составляет 0.78, а в образце 4-0 (верх профиля) – 1.12. Параметр $(La/Sm)_{РААS}$, напротив, снизу вверх по профилям 2–5 демонстрирует тенденцию к снижению (рис. 14з). Величина

(Gd/Yb)_{РААС} в профилях 1 и 5 существенно не меняется, а в профилях 2–4 – несколько растет снизу вверх (рис. 14и). Европиевая аномалия в профилях 2, 4 и 5 снизу вверх по разрезу несколько снижается, в профиле 3 – немного растет, а в профиле 1 – демонстрирует наличие двух максимумов и трех минимумов; в последнем случае величина (Eu/Eu*)_{РААС} в относительно неизменном образце 1-6, отобранном ниже палеопочвенного профиля, примерно равна ее значению в образце 1-0, представляющим верхнюю часть указанного профиля (рис. 14к).

Мы рассмотрели также особенности изменения значений (X/Zr)_{образец}/(X/Zr)_{эталон} по палеопочвенному профилю 1 (рис. 15). При этом за эталон были приняты содержания основных породообразующих оксидов и Zr в относительно неизменном педогенными процессами образце 1-6, отобранном в 3 см ниже подошвы названного профиля. Ранее подобный прием был использован в [27] при рассмотрении процессов педогенеза, следы влияния которых на породы кембрийского возраста зафиксированы в южной части Израиля и ряде районов Северной Африки и Аравии. Профили выветривания представлены здесь тремя горизонтами, нижний из которых – это невыветрелые граниты (saprock), средний – собственно кора выветривания (saprolite), а верхний – маломощная глинистая “зона плазмы” (thin clayey plasmic zone). Последняя обогащена Fe и Al при деплетировании Si, Ca, Mg и K относительно сапролита. В нашем случае нижняя треть палеопочвенного профиля 1 (образцы 1-5, 1-4) деплетирована Si, Al, P, Fe, K и Na. В средней части профиля (образцы 1-3, 1-2) наблюдается существенное обогащение слагающих его образований Fe, а содержания остальных элементов в той или иной мере “возвращаются” к тем, что характерны для образца 1-5. Для верхней трети рассматриваемого профиля вновь наблюдается деплетирование Si, Al, P, Fe, K и Na. Приведенные данные подтверждают сделанный выше вывод о невысоком “экзогенном потенциале среды” во время формирования палеопочвенных профилей.

В заключение нам представляется важным отметить, что в отечественной и мировой науке уже давно сложилось представление о том, что в докембрии отдельные участки поверхности суши колонизировались микробными биопленками с участием циано- и альго-бактериальных, грибных, в том числе лишенизированных сообществ, что, в свою очередь, могло приводить к формированию примитивных почв [1, 8, 10, 26, 28 и др.]. Существует точка зрения, что создать кислородсодержащую атмосферу Земли было бы невозможно без участия процессов почвообразования, и что рост содержания кислорода в атмосфере явился не причиной, но следствием биотической эволюции, а именно – появления нового резервуара для аккумуляции органического углерода в виде наземных почвообразующих экосистем [23]. Изучение эволюции педосферы в позднем докем-

брии потенциально представляет собой одно из наиболее перспективных направлений палеобиологии докембрия, однако проблема идентификации палеопочв без сформированного корнеобитаемого слоя требует комплексного междисциплинарного подхода в полевых и лабораторных исследованиях с применением методов седиментологии, геохимии, палеонтологии и геомикробиологии. Согласно существующим представлениям, в докембрийских палеопочвах верхний слой был представлен альго-грибным биоценозом, что подтверждается предварительными результатами – в шлифах образцов из верхних горизонтов неопротерозойских палеопочв распространены гематитизированные гифоподобные микрофоссилии. Палеонтологические данные, указывающие на массовое появление в раннем неопротерозое грибоподобных организмов [2, 19, 15 и др.] также свидетельствуют в пользу сказанного выше.

Исследования выполнены при финансовой поддержке УрО РАН (проекты 09-П-5-1011 и 12-П-5-1004).

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., Гой Ю.Ю., Маслов А.В.* Поздне-рифейские микробные колонии в обстановках с периодическим осушением // Докл. АН. 2012. Т. 446, № 6. С. 656–661.
4. *Гражданкин Д.В., Маслов А.В.* Шагреновая текстура и горизонты примитивных палеопочв в разрезах чернокаменной свиты // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: мат-лы региональной науч.-практ. конф. Пермь: ПГУ, 2010. С. 41–43.
5. *Гражданкин Д.В., Маслов А.В.* Древнейшие экосистемы суши // Эволюция жизни на Земле: мат-лы IV Междунар. симп. Томск: ТМЛ-Пресс, 2010. С. 164–166.
6. *Гражданкин Д.В., Маслов А.В.* Литохимические особенности примитивных палеопочв в разрезе средней части бедерьшинской подсвиты зильмердаксской свиты верхнего рифея на южной окраине г. Миньяр // Ежегодник-2011. Тр. ИГТ УрО РАН. Вып. 159. 2012. С. 77–84.
7. *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.
8. *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.
9. *Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г.* Парагенетические ассоциации континентальных отложений (Семейство аридных парагенезов. Эволюционная периодичность). М.: Наука, 1983. 192 с.
10. *Заварзин Г.А.* Лекции по природоведческой микро-

- биологии. М.: Наука, 2004. 348 с.
11. Маслов А.В. Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 1988. 133 с.
 12. Маслов А.В. Литохимические особенности отложений верхней части крутихинской подсвиты чернокаменской свиты как отражение процессов неопротерозойского педогенеза // Ежегодник-2009. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 157. 2010. С. 155–160.
 13. Маслов А.В., Гражданкин Д.В. Литогеохимические особенности поздневендских межпочвенных отложений (разрез Усть-Катав) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: мат-лы VIII Межрегион. науч.-практ. конф. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. С. 45–48.
 14. Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфилов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минералогия, геологические памятники природы). Т. I. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. 351 с.
 15. 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.
 16. Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
 17. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
 18. Basilici G., Dal' Bo P.F.F., Ladeira F.S.B. Climate-induced sediment-paleosol cycles in a Late Cretaceous dry aeolian sand sheet: Marilia Formation (North-West Bauru Basin, Brazil) // *Sedimentology*. 2009. V. 56. P. 1876–1904.
 19. Butterfield N.J. Probable Proterozoic fungi // *Paleobiology*. 2005. V. 31. P. 165–182.
 20. 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.
 21. 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 // *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 2010. V. 292. P. 349–365.
 22. 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.
 23. Kennedy M., Droser M., Mayer L.M. et al. Late Precambrian oxygenation; inception of the clay mineral factory // *Science*. 2006. V. 311. P. 1446–1449.
 24. Retallack G.J. A colour guide to paleosols. John Wiley & Sons, 1997. 175 p.
 25. Retallack G.J. Soils of the past: an introduction to paleopedology. Blackwell Science, 2001. 404 p.
 26. Retallack G.J., Grandstaff D., Kimberley M. The promise and problems of Precambrian paleosols // *Episodes*. 1984. V. 7. P. 8–12.
 27. Sandler A., Teutsch N., Avigad D. Sub-Cambrian pedogenesis recorded in weathering profiles of the Arabian-Nubian Shield // *Sedimentology*. 2012. V. 59. P. 1305–1320.
 28. Suttner L.J., Dutta P.K. Alluvial sandstone composition and paleoclimate, I. Framework mineralogy // *J. Sed. Petrology*. 1986. V. 56. P. 329–345.

Рецензент Е.Г. Панова

Primitive paleosols in South Urals Zilmerdak Formation (structural and lithogeochemical aspects)

A. V. Maslov*, D. V. Grazhdankin**, Yu. Yu. Goj***

*Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS

**Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of RAS

***Novosibirsk State University

Pedotypes in redbeds of the Upper Riphean Zilmerdak Formation can be referred to hypohydrolysates (products of weak weathering) as suggested by the range of hydrolysis module, among other results of chemical bulk analysis. Mean values of the chemical index of alteration are in the order of 60 and too point to an insignificant weathering of the clastic material. The values of Al_2O_3/SiO_2 , the indicator of clay mineral and podzol content, vary between 0.11 and 0.14, which is a characteristic of most weakly developed soils and soil profiles. Study of macro- and microdiagnostic features of the pedotypes corroborate the obtained mean values of $Al_2O_3/(CaO + MgO + Na_2O + K_2O)$, the indicator of accumulation of relatively insoluble clayey products with respect to soluble materials liberated by hydrolytic weathering. The Sharkrauk pedotype demonstrates increased values of $Al_2O_3/(CaO + MgO + Na_2O + K_2O)$ in upper subhorizons, as opposed to lower subhorizons. The lower subhorizons of the Sharkrauk pedotype are characterized by increased values of the calcification indicator $CaO + MgO/Al_2O_3$, which could be interpreted as initial stages of the formation of the soil horizon Bk. The variations of bulk chemical composition and other lithogeochemical indicators in the studied lowermost Upper Riphean paleosol profiles of the Zilmerdak Formation suggest a rather weak manifestation of pedogenesis. This, in turn, could be due to weak effect of algal and fungal biocoenoses on the substrate in an arid climate setting. Both the structural-textural features and the lithogeochemical characteristics of the Upper Riphean redbeds of the Bashkirian Meganticlinorium corroborate an earlier conclusion on a low "exogenic potential of environment" during formation of paleosol profiles.

Key words: South Urals, Upper Riphean, Zilmerdak Formation, primitive paleosols, lithogeochemical and structural characteristics.