

СТРОЕНИЕ И СВОЙСТВА ПАЛЕОПОЧВ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА ЛЁССОВО-ПОЧВЕННОГО РАЗРЕЗА ОБИ-МАЗАР (ТАДЖИКИСТАН)

© 2024 О. А. Токарева^{1, 2, *}, М. П. Лебедева^{3, **}, П. М. Сосин^{4, ***},
И. К. Ашурмадов^{5, ****}, Р. Н. Курбанов^{1, 2, 6, *****}

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

²Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия

³ФИЦ “Почвенный институт имени В.В. Докучаева”, Москва, Россия

⁴Институт водных проблем, гидроэнергетики и экологии НАНТ, Душанбе, Таджикистан

⁵Институт истории, археологии и этнографии НАНТ, Душанбе, Таджикистан

⁶Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*e-mail: tokareva1406@yandex.ru

**e-mail: m_verba@mail.ru

***e-mail: sosin.paleosol@gmail.com

****e-mail: muhammad.islomov.2017@mail.ru

*****e-mail: roger.kurbanov@gmail.com

Поступила в редакцию 11.04.2023 г.

После доработки 04.03.2024 г.

Принята к публикации 14.03.2024 г.

Лёссово-почвенные серии Центральной Азии охватывают историю субаэрального осадконакопления последних 2–2.5 млн лет. Значительные мощности, большое количество палеопочв, внушительные хронологические рамки ставят лёссово-почвенные серии Афгано-Таджикской депрессии в один ряд со знаменитыми разрезами Лёссового плато Китая. Изучение наиболее значимых разрезов, расположенных в пределах лёссового плато Ховалинг, позволяют разработать региональную хроностратиграфическую схему, исследовать строение и условия формирования главных стратиграфических реперов — погребенных палеопочв. Настоящая работа посвящена уточнению особенностей строения лёссов и палеопочв позднего плейстоцена в одном из разрезов плато Ховалинг — Оби-Мазар. По результатам стратиграфического расчленения, описания макро- и микроморфологического строения, анализа магнитной восприимчивости, изучения химического и гранулометрического состава проведена комплексная характеристика строения, свойств и установлены наиболее вероятные условия формирования палеопочв и лёссов. В позднплейстоценовой части разреза выделяются два лёссовых слоя и один педокомплекс РС1 с тремя спаянными палеопочвами, состоящими в общей сложности из 7 горизонтов. Все слои изученного разреза характеризуются высокой пылеватостью, окарбоначенностью и наличием признаков педогенеза. Имеющиеся данные указывают на наличие слабо развитой палеопочвы МИС 3 в верхнем слое лёсса. Развитый педокомплекс РС1 Оби-Мазара по стратиграфическому положению, особенностям строения, данным магнитной восприимчивости относится к стадии МИС 5. По предварительным данным его формирование происходило в семигумидных и гумидных условиях под лесной растительностью, что способствовало биогенной сегрегации Fe-Mn соединений, а также внутри- и межгоризонтному перераспределению карбонатов за счет диагенетических процессов. Однако к концу последнего межледникового происходила постепенная аридизация, из-за чего верхняя палеопочва наименее развита.

Ключевые слова: Таджикистан, Лёссовое плато Ховалинг, педокомплекс, микроморфология, гранулометрический анализ

DOI: 10.31857/S2587556624020067, **EDN:** DSWHJS

ВВЕДЕНИЕ

С 1970-х годов на территории Афгано-Таджикской депрессии проводились исследования лёссово-почвенных серий (ЛПС), изначально направленные на разработку региональной

стратиграфической схемы (Лазаренко и др., 1977). Обнаруженные в ходе геологических изысканий каменные артефакты привлекли большое внимание, создав основу для организации широкомасштабных исследований каменного

века под руководством В.А. Ранова (Ранов, Шефер, 2000). Позднее для ряда изученных разрезов были собраны данные о стратиграфии, возрасте, литологических и палеопочвенных свойствах ЛПС (Ломов и др., 1982; Dodonov and Baiguzina, 1995). На основе этих данных была создана стратиграфическая схема (Schäfer et al., 1996), позволившая провести корреляцию с изотопно-кислородной кривой (Shackleton et al., 1995) и опорными разрезами Лёссового плато Китая (Ding et al., 2002). Обобщение обширного материала по ЛПС Таджикистана проведено А.Е. Додоновым (2002).

По современным представлениям, лёссы Афгано-Таджикской депрессии имеют эоловый генезис (Додонов, 2002). Пылеватый материал приносился сюда региональными западными ветрами из пустынь Каракумы и Кызылкум (Yang et al., 2006) как в холодные, так и в теплые эпохи плейстоцена (Додонов, 2002; Ранов, Шефер, 2000).

Несмотря на длительную историю изучения, большинство опубликованных материалов по лёссам Афгано-Таджикской депрессии посвящено лишь отдельным аспектам стратиграфии и палеогеографии, среди которых наименее затронутым оказалось изучение палеопочв. Характеристика педокомплексов (РС, *pedocomplex*) обычно приводится фоном и зачастую исчерпывается полевым описанием и ограниченными аналитическими данными. Анализ материалов по палеопочвам ЛПС Таджикистана показал, что все педокомплексы имеют синлитогенное происхождение, из-за чего имеют значительную мощность и целый ряд других особенностей (Ломов и др., 1982). Степень развитости (зрелости) палеопочв в ЛПС Таджикистана различна, причем часть исследователей связывает этот феномен со своеобразием регионального климата (Bronger et al., 1998).

Считается, что формирование всех почв в течение межледниковых эпох происходило в трех климатических фазах: “начальная” — переход от ледникового к межледниковью с пустынно-степными ландшафтами, “оптимальная” — в самый влажный и теплый период при развитии лесной растительности, и “заключительная” при постепенной аридизации в условиях степных и пустынно-степных ландшафтов (Ломов, Сосин, 1976). Этап лёссообразования, соответствующий ледниковой эпохе в предгорьях Центральной Азии, происходил в условиях аридного и резко континентального климата (Додонов и др., 1999) позднего плейстоцена. Развитые палеопочвы соответствуют теплым и влажным интервалам (Dodonov and Baiguzina, 1995). В разрезах плато Ховалинг минералогический анализ не выявил значимых различий в горизонтах В и Вt погребенных и голоценовой почв. В меж-

ледниковье, соответствующее верхнему педокомплексу РС1, климат был несколько более влажным, чем в голоцене (Bronger et al., 1998). Результаты термолюминесцентного (ТЛ) датирования указывают на возраст РС1 в диапазоне 71–127 тыс. л.н. (Frechen and Dodonov, 1998).

Палеопедологические исследования ЛПС Афгано-Таджикской депрессии с привлечением современных методов являются актуальными, так как они позволяют значительно детализировать представления о строении климатических оптимумов и стратиграфии Центральной Азии. Разработанная на основе материалов конца XX в. хроностратиграфическая схема региона требует некоторого обновления и уточнения. Изучение свойств палеопочв необходимо также для реконструкции палеогеографических условий заселения Центральной Азии древним человеком, свидетельства которого выражены в виде серии палеолитических стоянок. В основном культуросодержащие горизонты связаны именно с палеопочвами, в то время как в лёссах находки единичны. Однако и в РС1 количество найденных артефактов пока невелико (Курбанов и др., 2022).

В настоящее время для верхней части разреза Оби-Мазар существует только стратиграфическая схема и приведены базовые литологические свойства (Додонов, 2002; Schäfer et al., 1998), тогда как основное внимание было приковано к РС4–РС6, давшим большую коллекцию каменных артефактов (Ranov, 1996). Цель данного исследования — дать более детальную характеристику строения верхнего педокомплекса ЛПС плато Ховалинг на примере разреза Оби-Мазар, который является одним из наиболее детальных в регионе. Нами была изучена верхняя часть разреза мощностью 19 м, выполнено макро- и микроморфологическое исследование горизонтов лёсса и РС1, дополненное измерением магнитной восприимчивости, гранулометрического и химического состава.

ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Лёссовое плато Ховалинг занимает северную часть Афгано-Таджикской депрессии, расположенную между горными системами Гиндукуша, Памира и Гиссаро-Алая (рис. 1а). Плато расположено в предгорьях и среднегорьях на абсолютных высотах в диапазоне до 2500 м и сложено мощными (до 200 м) лёссово-почвенными сериями.

В настоящее время среднегодовая температура в этом районе составляет около 11–13°C, сумма осадков — 800 мм, из которых 70% приходится на холодный период (январь–май) и выпадает, в основном, в ливневом режиме (Yang and Ding, 2006). Летом в регионе господствуют пыльные

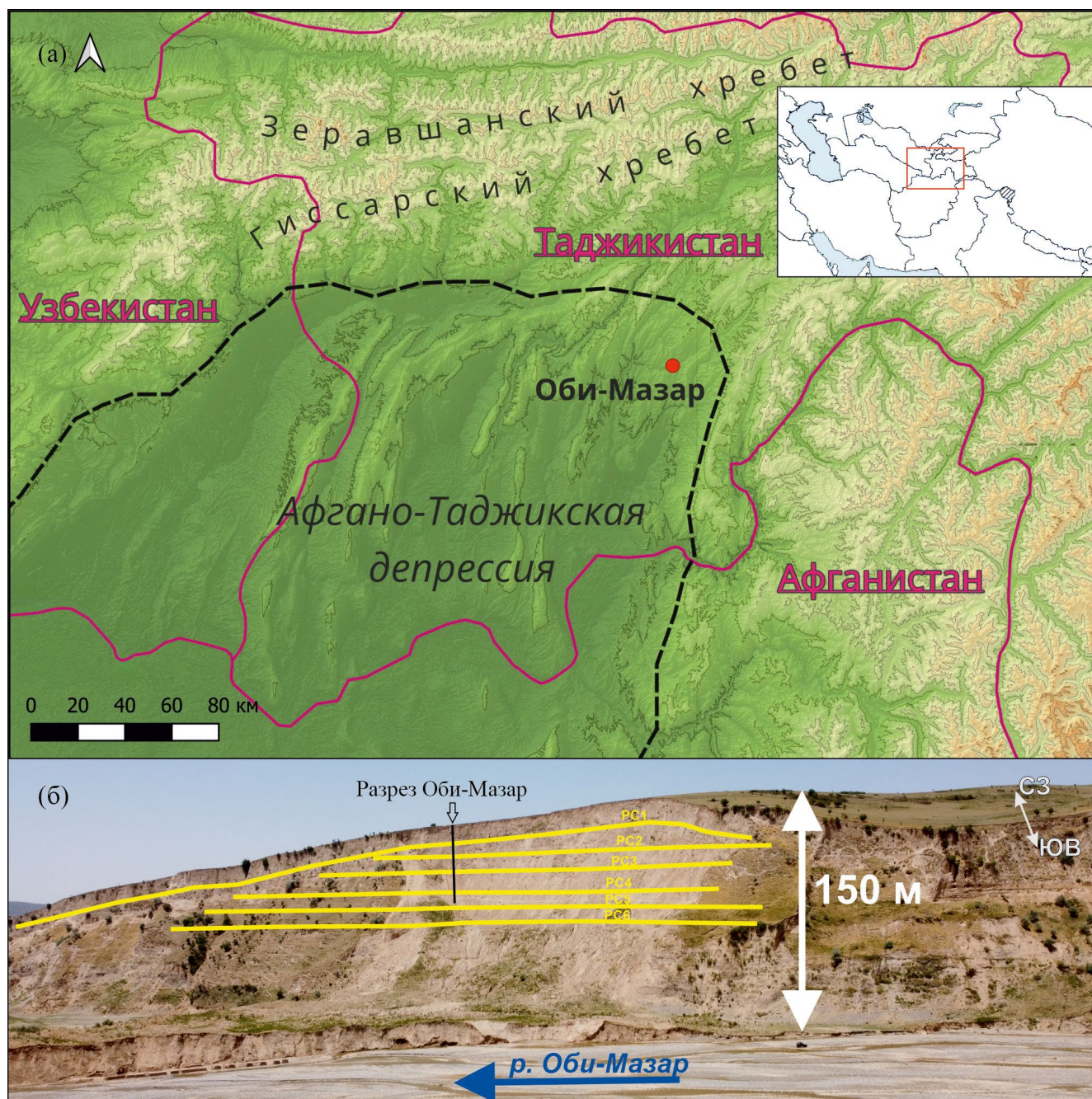


Рис. 1. Карта расположения (а) и общий вид обнажения и разреза Оби-Мазар (б). Красной точкой (а) показано местоположение изученного разреза, желтыми линиями (б) — залегание шести выделенных педокомплексов (РС).

бури, западные ветры приносят из среднеазиатских пустынь эоловую пыль, которая быстро оседает при встрече с Памирской горной системой (Dodonov and Baiguzina, 1995).

Разрез Оби-Мазар ($38^{\circ}17'52.1''$ с.ш., $69^{\circ}53'01.6''$ в.д., 1340 м над ур. м.), расположен напротив кишлака Лахути в Ховалингском районе Таджикистана. Субаэральная лёссово-почвенная толща имеет мощность около 75 м и включает 7 педокомплексов, которые были описаны ранее (Додонов, 2002). Лёссовые отложения подстилаются галечником, песчаным и глинистым аллю-

вием. Нами изучена верхняя часть ЛПС мощностью 19 м в обнажении в правом борту долины Оби-Мазар, в эрозионном цирке, образовавшемся за счет подмыва рекой (рис. 1б). Разрез был заложен на краю междуречного плато, не доходя до параллельного реке древнего склона, где вскрываются наиболее полные серии лёссов и палеопочв позднего плейстоцена с минимальными потерями за счет эрозии.

Обнажение мощностью около 150 м представляет собой отвесную стенку (рис. 2в), что создает сложности для изучения в полевых усло-

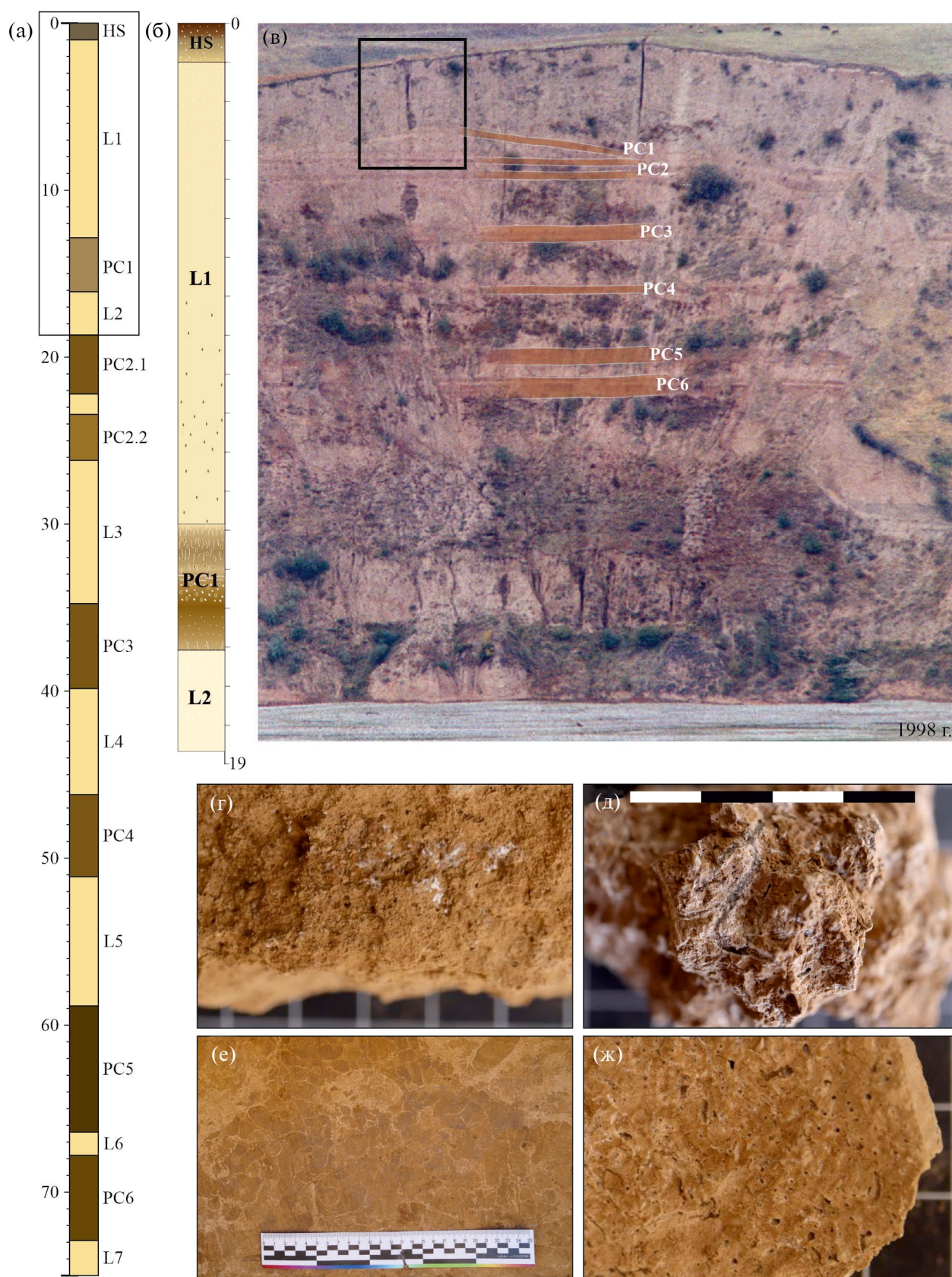


Рис. 2. Стратиграфическая колонка разреза Оби-Мазар (а); строение верхней части разреза Оби-Мазар (б); общий вид обнажения Оби-Мазар (Schäfer and Sosin, 2013) (в); темными полосами выделены РС; карбонаты по порам и гумусированная зона в пачке L1 (г); карбонаты по порам и органо-минеральные кутаны по корневым ходам, гор. 2ABwk (д); биолиты-камеры беспозвоночных с твердыми окarbonченными стенками в гор. 2BAk (е); карбонаты по порам и Fe-Mn кутаны по ходам корней, гор. 3Bk (ж).

виях. В связи с этим были подготовлены три отдельных вертикальных зачистки: верхняя — для характеристики голоценовой части, вторая — для лёсса над PC1, и третья — для изучения палеопочв PC1. В каждой зачистке были подготовлены вертикальные стенки, разделенные на пикеты. Пикеты нумеровали сверху вниз, горизонтальную проекцию высот между смежными пикетами проводили с использованием водяного уровня. Зачистки закладывались в ненарушенной оползневыми процессами толще лёссов и палеопочв. В зачистках было выполнено подробное макро-морфологическое описание палеопочв и лёссов.

По всему разрезу была измерена полевая магнитная восприимчивость с помощью портативного каппаметра PIMV. Для гранулометрического анализа образцы отбирались с интервалом каждые 2 см на всю мощность разреза. Из каждого генетического горизонта палеопочв и отдельных морфологически отличимых слоев лёссов для анализа химического состава отбирались рыхлые образцы, а для микроморфологических исследований — монолиты с ненарушенной структурой. В лаборатории для сухих образцов из каждого почвенного горизонта был определен цвет по шкале Манселла (Munsell, 2000).

Микроморфологическое строение изучено в шлифах размером 4×5 см, изготовленных в Лаборатории минералогии и микроморфологии почв Почвенного института имени В.В. Докучаева (патент по изготовлению шлифов № 2728926). Описание микростроения проведено по международной классификации (Stoops, 2021) с использованием поляризационного микроскопа Olympus BX51 с цифровой камерой Olympus DP26. Результаты описания представлены в табличной форме. На основе относительного содержания основных типов почвенных новообразований реконструированы почвообразовательные процессы.

Для гранулометрического анализа пробоподготовка включала растирание материала, последовательное удаление карбонатов (HCl) и органического вещества (H_2O_2), пептизацию ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$), а также дополнительное диспергирование ультразвуком (Mazneva et al., 2021; Varga et al., 2019). Гранулометрический состав определен на лазерном дифрактометре Malvern Mastersizer 3000 в Институте географии РАН в Лаборатории палеоархивов природной среды. После добавления образца в диспергирующий блок HydroEV материал подвергался ультразвуковой обработке мощностью 70% в течение 100 секунд. После выключения ультразвука было выполнено семь повторных измерений, а затем усреднение результатов в приложении Mastersizer v.3.62. Размер частиц рассчитывали по теории Ми со значениями показателя преломления диспергатора $n = 1.33$, частиц $n = 1.55$

и коэффициента поглощения $k = 0.1$ (Ozer et al., 2010). Всего исследовано 236 образцов. На основе международной шкалы ISO 14688-1:2002 выделены следующие размерные фракции частиц: ил <2 , тонкая пыль 2–6.3, средняя пыль 6.3–20, крупная пыль 20–63, мелкий песок 63–200, средний песок 200–630, крупный песок 630–2000, гравий >2000 μm (микрон). Также выделена фракция <1 μm . По измерениям 40 случайно выбранных образцов из пачек L1 и PC1 построены кривые распределения гранулометрического состава, показывающие объем частиц (%) определенного размера (μm). По результатам измерений с помощью встроенных функций в приложении Mastersizer v.3.62 были рассчитаны статистические параметры для размеров частиц: среднее арифметическое, медиана, мода, асимметрия и эксцесс. Рассчитан индекс U-ratio (отношение фракций 16–44 μm / 5.5–16 μm), который отражает силу ветрового потока при осадконакоплении (Vandenberghe et al., 1997), и гранулометрический индекс (ГИ) — “grain-size index” (отношение фракций 20–50 и <20 μm), предложенный в качестве индикатора силы ветра и эолового происхождения материала (Rousseau et al., 2002).

Для валового химического анализа из срединной части каждого горизонта палеопочв отбиралась усредненная проба. Просеянные через сито 1 мм образцы анализировались на содержание макро- и микроэлементов методом энерго-дисперсионной рентгеновской спектроскопии по ГОСТ 33850-2016 в Отделе химии и физикохимии почв Почвенного института имени В.В. Докучаева на рентгенофлуоресцентном спектрометре РеСпект (ООО “Толоконников”, Москва, Россия). Содержания элементов рассчитаны на непрокаленную навеску. Содержание гумуса определено в Лаборатории водных процессов и гидрофизических процессов ИВП-ГИЭ НАНТ (Душанбе) методом Тюринга (Воробьева, 1998), без предварительного удаления карбонатов.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Строение разреза

Изученная часть разреза Оби-Мазар представлена лёссово-почвенной серией и разделена на пачки, соответствующие лёссам или педокомплексам. Вся толща в той или иной степени проработана почвообразующими процессами, однако выделяются слои лёсса с более яркими признаками педогенеза, которым присваивался индекс *s*. В строении разреза (рис. 26) сверху вниз вскрыты 4 пачки:

Пачка 1 (HS, голоценовая почва), 0–1 м — бывшая пахотная почва, сильно эродированная из-за высокой пастбищной нагрузки и склоновой

Таблица 1. Краткое макро- и микроморфологическое описание горизонтов PC1, слоев лёссов L1 и L2 разреза Оби-Мазар

Глубина и мощность, м	Слой	Горизонт	Макроморфологические свойства			Микроморфологические свойства				
			Цвет	Гранулометрический состав и структура	Особые свойства	Микроструктура/ b-fabric	Новообразования			
							СаСО ₃	Органо-минеральные	Тонкопылеватые	Fe-Mn
$\frac{11-12.85}{1.85}$	L1.5	Ск	Палевый, 10 YR 6/4d	Средний суглинок, бесструктурный, плотный	Ед. биолиты-капсулы, раковины моллюсков	Массивная/Кристаллитовая	к. и г/к.; сростки спарита	г/к.		
$\frac{12.85-13.15}{0.3}$	PC1.1	1ABk	Темно-желтый со слабо коричневым оттенком, 10 YR 5/4d	Средний суглинок, бесструктурный, плотный	СаСО ₃ прожилки, раковины моллюсков	Зернистая с гумусовой пропиткой /Кристаллитовая, раздельно-чешуйчатая	к. и г/к.; к. и инф. сростками спарита	г/к.	к. и инф.	г/к.; нодулы
$\frac{13.15-13.8}{0.65}$		1BAk	Коричнево-желтоватый, 10 YR 6/4d	Средний суглинок, глыбистая, плотный	Биолиты-капсулы, больше СаСО ₃ прожилки	Канальная/Кристаллитовая	к. и г/к.; нодулы		к. и инф.	
$\frac{13.8-14.07}{0.27}$	PC1.2	2ABwk	Палевый, 10 YR 7/3d	Средний суглинок, глыбистая, более плотный	Биолиты-капсулы, больше СаСО ₃ в пропитке и прожилках	Комковатая с гумусовой пропиткой / Кристаллитовая, раздельно-чешуйчатая	к. и г/к.; сростки спарита	г/к.	Слоистые к. и инф. + глинистые к.	
$\frac{14.07-14.83}{0.76}$		2BAk	Светло-коричневый с желтым оттенком, 10 YR 5/4d	Средний суглинок, комковато-глыбистая, плотный	Биолиты-капсулы, горизонтальные прослойки СаСО₃ до 8 мм в верхней части гор., кратовины до 4 см Ø со светлым материалом (из 2ABwk)	Зернистая/Раздельно-чешуйчатая, кристаллитовая	к. и г/к.; нодулы; сростки спарита		двухслойные к. и инф.	г/к.; нодулы

Таблица 1. Окончание

Глубина и мощность, м	Слой	Горизонт	Макроморфологические свойства			Микроморфологические свойства			
			Цвет	Гранулометрический состав и структура	Особые свойства	Микроструктура/ b-fabric	СаСО ₃	Органо-минеральные	Тонкопылеватые
$\frac{14.83-15.05}{0.22}$		3Ak	Светло-коричневый, 10 YR 6/4d	Средне-тяжелый суглинок, глыбисто-комковатая, менее плотный	Ед. прожилки СаСО ₃	Зернистая с гумусовой пропиткой /Раздельно-чешуйчатая, кристаллитовая	к. + игольчатый ; г/к.; нодули; сростки спарита		Fe-Mn
$\frac{15.05-15.7}{0.65}$	PC1.3	3Bk	Темно-желтый с коричневым оттенком, 10 YR 7/3d	Средний суглинок, комковато-глыбистая, плотный	Прожилки СаСО ₃	Канальная/Кристаллитовая	к. + игольчатый ; г/к.; инф.; нодули; сростки спарита		г/к.; нодули
$\frac{15.7-16.1}{0.40}$		3BCwk	Темно-желтый со слабым коричневым оттенком, 10 YR 7/4d	Средний суглинок, глыбистая, плотный	СаСО ₃ прожилки по мелким порам, много конкреций до 1 см Ø	Массивная/Кристаллитовая, раздельно-чешуйчатая	к. и г/к.; нодули; сростки спарита	г/к.	Слоистые к. и инф. + глинистые фрагментарные к.
$\frac{16.1-17.96}{1.86}$	L2.1	Ck	Палевый, 10 YR 7/4d	Средний суглинок, бесструктурный, менее плотный	СаСО ₃ прожилки по мелким порам, много конкреций до 1 см Ø	Массивная/Раздельно-чешуйчатая, кристаллитовая	к. и г/к.; нодули; сростки спарита		нодули
$\frac{17.96-18.68}{0.72}$	L2.2	Ck	Палевый, 10 YR 7/4d	Средний суглинок, бесструктурный, менее плотный	Прожилки СаСО ₃	Массивная/Раздельно-чешуйчатая, кристаллитовая	к. и г/к.; нодули; сростки спарита		Слоистые к. и инф.

Примечание. Полужирным шрифтом выделены особые свойства. b-fabric – оптическая ориентация тонкодисперсной массы; ед. – единичные; Ø – диаметр; к. – кутаны; г/к. – гипокутаны; инф. – инфиллинги, слоистые – слоистые пылевато-карбонатные кутаны.

эрозии. По IUSS Working Group WRB (2015) данная почва относится к группе Regosols Protocalcic. В данной работе свойства современной почвы рассматриваться не будут.

Пачка 2 (L1), 1–12.85 м — лёсс, перекрывающий педокомплекс PC1, с характерной вертикальной стенкой, карбонатный, со слабыми признаками почвообразования, желто-палевый (10 YR 6/4d по Манселлу) бесструктурный, среднесуглинистый, уплотненный, поры тонкие в небольшом количестве. В строении пачки выделяются 5 слоев с различной степенью выраженности биологической проработки:

- L1.1, 1–5 м — лёсс с единичными мелкими плотными карбонатными конкрециями до 2 мм в диаметре;
- L1.2, 5–7 м — лёсс однородный без новообразований;
- L1.3, 7–10 м — лёсс с редкими включениями биолитов-капсул с твердой оболочкой;
- L1.4s, 10–11 м — лёсс с большим количеством включений биолитов-капсул, чем выше, и редкими карбонатными конкрециями до 2 мм в диаметре;
- L1.5, 11–12.85 м — лёсс с единичными биолитами-капсулами.

Пачка 3 (PC1), 12.85–16.1 м — педокомплекс, светло-коричневый, среднесуглинистый, слабо оструктуренный, преимущественно содержит карбонатные конкреции. В нем выделяется 7 почвенных горизонтов, объединенных в 3 спаянных палеопочвы. Подробное описание почвенных горизонтов приведено в табл. 1.

- PC1.1, 12.85–13.8 м — верхняя палеопочва с профилем 1ABk–1BAk (индексы даны в соответствии с WRB (2015)), с карбонатными новообразованиями по порам (далее — прожилки) и биолитами-капсулами в 1BAk;
- PC1.2, 13.8–14.83 м — средняя палеопочва с профилем 2ABwk–2BAk, с большим количеством биолитов-капсул и более сильной карбонатной пропиткой;
- PC1.3, 14.83–16.1 м — нижняя палеопочва с профилем 3Ak–3Bk–3BCwk, с карбонатными прожилками.

Пачка 4 (L2), 16.1–18.68 м — подстилающий педокомплекс карбонатный лёсс, палевый, среднесуглинистый, слабо пористый, бесструктурный, с конкрециями карбонатов. Выделяются два слоя:

- L2.1, 16.1–17.96 м — лёсс с карбонатными прожилками и большим количеством мелких конкреций;
- L2.2, 17.96–18.68 м — лёсс с единичными карбонатными прожилками.

Отмеченные биолиты-капсулы являются камерами-гнездами, образованными в результате жизнедеятельности жуков родов чернотелок и хрущей. Они описаны преимущественно для сероземов

и представляют собой гнезда окукленных личинок с уплотненной стенкой. Переходя в погребенное состояние, капсулы заполняются окружающим почвенным материалом (Валиахмедов, 1977).

Макро- и микростроение палеопочв

На макроуровне пачки L1, PC1 и L2 имеют среднесуглинистый состав с окраской от желто-палевой для лёссов до коричневой для почвенных горизонтов. На микроуровне данные пачки схожи по порфировидному микросложению — со значительным преобладанием в составе пылеватой фракции и редкими разбросанными песчаными зернами. В минеральном составе выделяются кварц, полевые шпаты, рудные минералы, в том числе гематит, слюды и их выветрелые формы. Внутрипедная масса (ВПМ) этих отложений характеризуется микритовой пропиткой с разной степенью биогенной переработки, а также небольшим содержанием органо-минеральных сгустков. В порах всех лёссовых слоев и почвенных горизонтов обнаружены округлые экскременты, обыкновенно окаربоначенные, но в почвенных горизонтах их количество значительно больше.

В лёссовом слое L1.5 (11–12.85 м) микроморфологический анализ показал наличие признаков слабого почвообразования (рис. 3а) — перераспределение карбонатов, невысокое содержание аморфного тонкодисперсного органического материала в комплексе с Fe и Mn около пор — остатки ризолитов, а также признаки биологической переработки — экскременты педофауны беспозвоночных, обломки раковин моллюсков. В ВПМ присутствуют кристаллические сростки спарита, которые, скорее всего, унаследованы от лёссового материала (см. табл. 1).

В педокомплексе PC1 (мощность 3.25 м) выделено 7 горизонтов. По особенностям профильного распределения диагностических макро- и микропризнаков эти горизонты образуют 3 наложенных одна на другую палеопочвы. Границы между горизонтами почв ровные, переходы постепенные.

Верхняя палеопочва PC1.1 (мощность 0.95 м) представлена горизонтами 1ABk–1BAk со слабо выраженными на макроуровне признаками почвообразования (см. табл. 1). В гор. 1BAk обнаружены биолиты-капсулы.

На микроуровне в PC1.1 признаки почвообразования выражены достаточно отчетливо (рис. 4). Особенности гор. 1ABk являются гумусовая пропитка, зернистая структура, разнообразные по составу кутаны — карбонатные и Fe-Mn. Карбонатные кутаны могут быть результатом привноса карбонатов из верхнего горизонта, поскольку они отмечены в порах

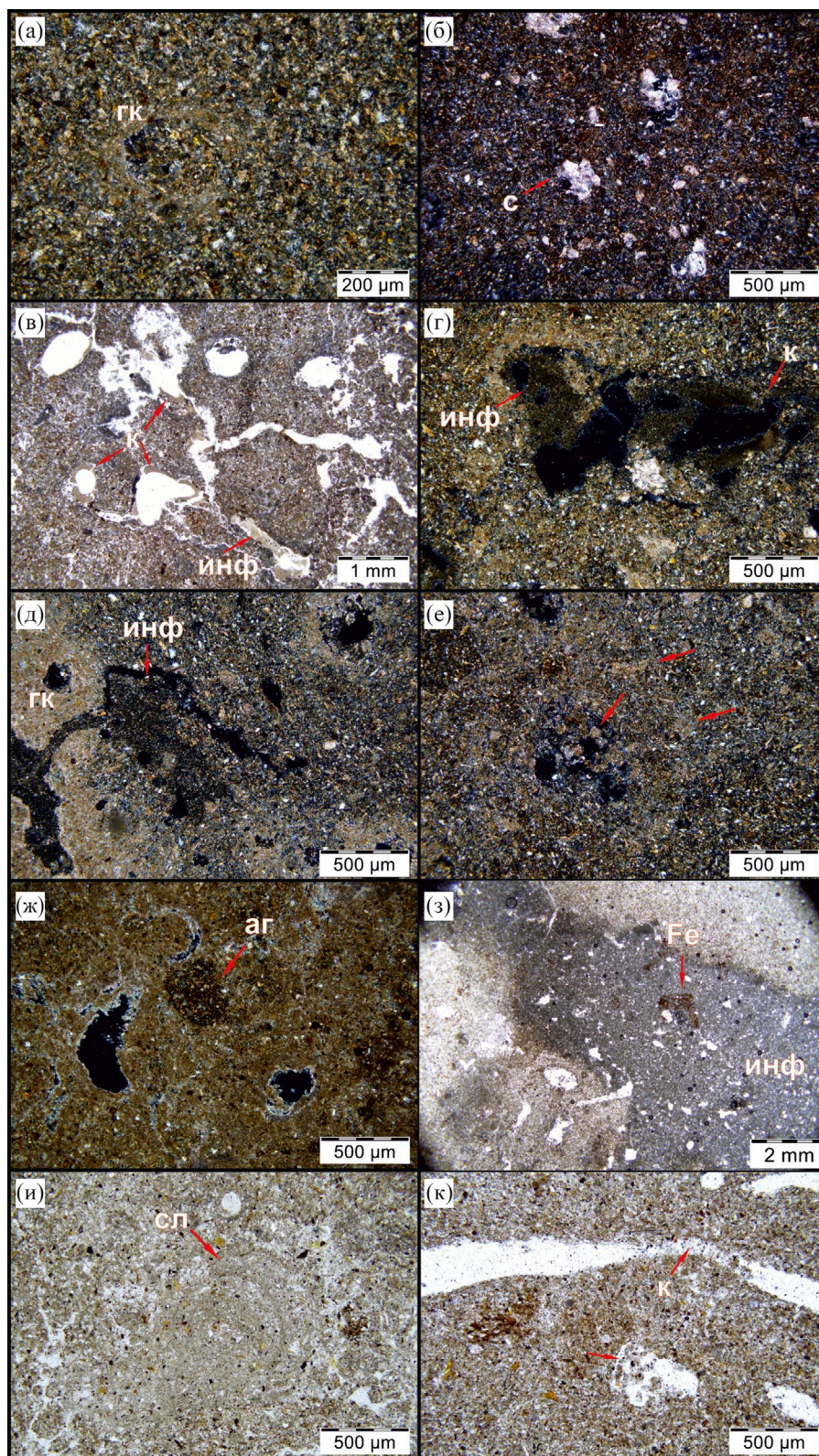


Рис. 3. Микроморфологические особенности горизонтов почв и слоев лёссов в верхней части разреза Оби-Мазар. Красные стрелки указывают на описанные признаки. CaCO_3 гипокутаны у поры, заполненной ВПМ – L1.5 (XPL) (а); сrostки спарита, 1ABk (XPL) (б); копрогенная микроструктура, илесто-пылеватые кутаны и инфиллинги, CaCO_3 кутаны, 1BAk (PPL) (в); сrostки спарита, пылеватые кутаны и инфиллинги, CaCO_3 гипокутаны, 2ABwk (XPL) (г); илесто-пылеватые инфиллинги, мощные CaCO_3 гипокутаны, слабоокрашенная ВПМ, 2BAk (XPL) (д); окрашенными экскрементами в порах и карбонатные микронодулы, 3Ak (XPL) (е); округлый гумусированный агрегат с CaCO_3 покровами, унаследованный от трансформированного гумусового горизонта, 3Bk (XPL) (ж); мощный CaCO_3 инфиллинг с пористостью и Fe-сгустками внутри, 3BCwk (PPL) (з); илесто-пылеватое заполнение с серповидной слоистостью, 3BCwk (PPL) (и); биогенные каналы, микритовый инфиллинг, экскрементами, L2.2 (PPL) (к).

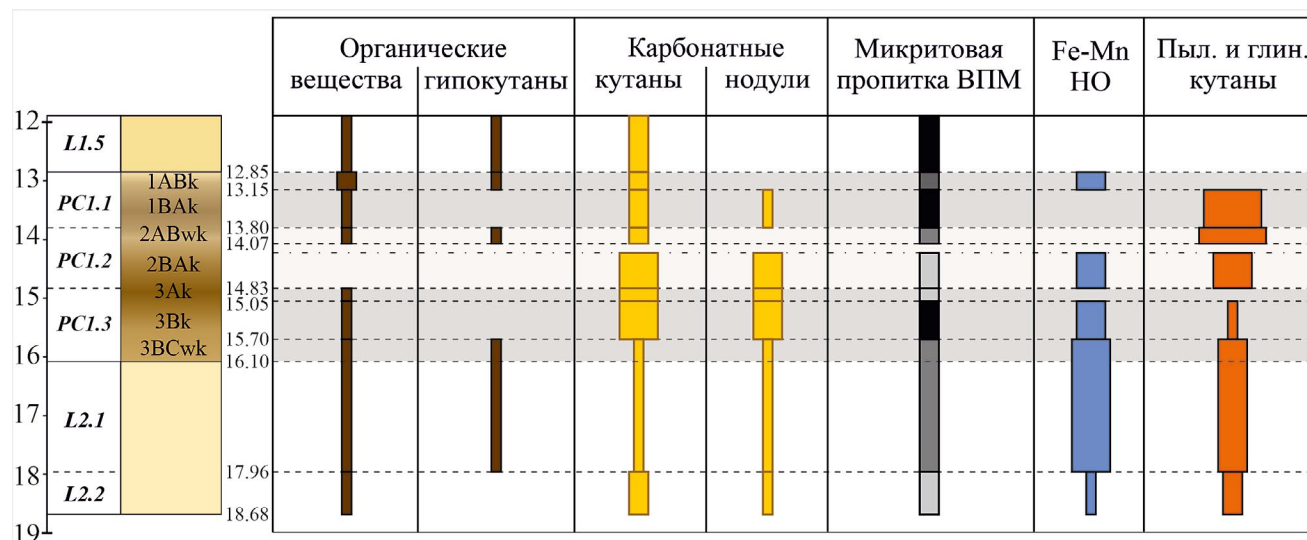


Рис. 4. Степень выраженности микропризнаков в изученных горизонтах палеопочв. Ширина колонки в схеме отражает частоту встречаемости генетического микропризнака для каждого горизонта. ВПМ — внутриспидная масса. НО — новообразования. Пыл. и глин. — илисто-пылеватые и глинистые кутаны. В колонке по микритовой пропитке ВПМ более сильная пропитка отмечена более темным цветом.

слабо окарбоначенного гумусово-глинистого материала. Сrostки спарита (рис. 3б), скорее всего, унаследованы от почвообразующего материала. Нижележащий гор. 1BAk также имеет в отдельных микрозонах зернистую микроструктуру, небольшое количество сгустков аморфного органо-минерального вещества и кутаны (см. табл. 1). Горизонт сильно переработан биотой, отмечены включения глинисто-гумусовых бескарбонатных агрегатов, которые могут быть свидетелями наличия гумусового горизонта, который позже трансформировался в срединный горизонт. В отличие от 1ABk он имеет более мощную микритовую пропитку, пылеватые кутаны и инфиллинги (рис. 3в), но лишен сrostков спарита и Fe-Mn гипокутан и нодулей. Внутрпрофильное изменение этих показателей позволяет предполагать наличие более влажных сезонов/годов. Карбонатные и Fe-Mn признаки в PC1.1 могут свидетельствовать о слабом кратковременном увлажнении со сменой окислительно-восстановительного потенциала.

По совокупности признаков PC1.1 предварительно сопоставляется нами с Haplic Calcisol (WRB, 2015), или сероземом (Классификация..., 1977). Данная почва указывает на семиаридный климат с контрастным режимом годовых осадков 170–600 мм и при сумме активных температур 3500–5800°C. Растительность представлена пустынно-степным фитоценозом и образует сомкнутый покров из эфемеров и эфемероидов, развивающихся на предгорьях.

Средняя (вторая) палеопочва PC1.2 (мощность 1.03 м) представлена горизонтами 2ABwk–2BAk.

На макроуровне признаки почвообразования выражены более отчетливо и диагностируются по наличию комковато-глыбистой структуры, увеличению прожилок карбонатов по порам (рис. 2д), по сравнению с PC1.1. Особенностью 2BAk является наличие карбонатных прослоек толщиной 6–8 мм в верхней его части и биолитов-капсул в его нижней части, а также ходов педофауны и кротовин с материалом из верхнего горизонта.

На микроуровне PC1.2 отличается от PC1.1 появлением большего числа остаточных зон и агрегатов со слабо окарбоначенной глинисто-гумусовой плазмой в гор. 2BAk (рис. 3д), и многослойных карбонатно-гумусово-пылеватых кутан (рис. 3г) и инфиллингов в гор. 2ABwk. Также наблюдается большее содержание сrostков спарита. В гор. 2BAk отмеченные сложные многослойные покровы пор (илисто-пылеватые поверх карбонатных) позволяют говорить о смене аридных условий на более гумидные. Таким образом, на микроуровне отмечены полигенетические микропризнаки развития этой палеопочвы, отражающие смену ландшафтно-климатических условий.

Палеопочва PC1.2 предварительно сопоставляется нами с Calcic Luvic Kastanozems, или коричневыми карбонатными почвами. Выявленные признаки этой палеопочвы позволяют говорить о среднегодовом количестве осадков 400–500 мм и коэффициенте увлажнения 0.5–0.6. Для нее характерно накопление по всему профилю вторичных карбонатов, наложенных на бескарбонатный гумусированный материал.

Естественная растительность представлена низкорослыми кустарниковыми лесами.

Нижняя палеопочва PC1.3 (мощность 1.27 м) имеет более развитый профиль 3Ak–3Bk–3BCwk. На макроуровне отличается повышенным количеством мелких прожилок карбонатов-ризоидов, но отсутствием биолитов.

На микроуровне гор. 3Ak отличается пропиточной гумусированностью, большим разнообразием карбонатных новообразований за счет меж- и внутригоризонтной миграции кальцита с образованием кутан, гипокутан и нодулей (рис. 3е). В нижних горизонтах 3Bk–3BCwk присутствуют илесто-пылеватые кутаны, Fe-Mn нодули и гипокутаны, которые указывают на периодическую (сезонную) смену окислительно-восстановительных условий. В гор. 3BCwk встречаются крупные инфилинги сильно окarbonаченного материала — мощные карбонатные “языковатые” затеки с Fe-сгустками (рис. 3з), а также фрагментарные глинистые кутаны, илесто-пылеватые инфилинги с серповидной слоистостью — биогенные инфилинги (рис. 3и). Предполагается, что они связаны с влиянием латерального внутригрунтового потока. Горизонты 3Bk и 3BCwk имеют включения пылевато-глинистых агрегатов без пропитки микритом (рис. 3ж). Их появление можно объяснить активной межгоризонтной биологической педотурбацией. Вся *PC1.3* характеризуется наличием кутан из игольчатого кальцита, которые могут указывать на развитие грибного мицелия (Becze-Deák et al., 1997).

Палеопочва *PC1.3* сопоставляется нами с Luvic Kastanozems, или коричневыми выщелоченными почвами, которые часто образуются на лёссовых породах и приурочены к сухому и континентальному климату с относительно холодной зимой и жарким летом. Среднегодовое количество осадков 550–650 мм, коэффициент увлажнения 0.75–0.9. Они формируются под дубовыми или грабово-дубовыми лесами с орешником, алычой и т.п.

Подстилающая данный педокомплекс пачка лёсса L2 по макропризнакам отличается от лёсса L1 меньшей плотностью, наличием более мелких конкреций карбонатов и отсутствием биолитов. Слой *L2.1* на микроуровне характеризуется присутствием признаков биотурбаций, о чем свидетельствуют фрагменты гумусированного материала и большим количеством экскрементов педофауны (рис. 3к). Слой *L2.2* отличается наличием пор выщелачивания от единичных кристаллов гипса, которые ранее были образованы в более аридных условиях при количестве осадков <300 мм/год (Khormali and Abtahi, 2003). При последующем промывном режиме гипс был выщелочен из этого слоя лёсса.

Таким образом, в позднеплейстоценовой части разреза Оби-Мазар слои лёсса имеют признаки почвообразования, но существенно менее выраженные, чем в палеопочвах. Эти признаки не противоречат литературным материалам по свойствам лёссовых отложений (Makeev, 2009).

Гранулометрический состав отложений

Профильное распределение параметров гранулометрического анализа приведены на рис. 5, а их усредненные значения по пачкам L1, L2 и палеопочвам PC1 — в табл. 2. Изученные отложения в разрезе Оби-Мазар отличаются пылеватым гранулометрическим составом с высокой сортированностью, из-за чего стратификация внутри разреза по составу слабо выражена. В отложениях преобладает фракция пыли (2–63 μm), содержание которой колеблется от 87 до 89%, а содержание илистой фракции (<2 μm) в лёссах составляет 9.5%, а в палеопочвах варьируется в диапазоне от 11 до 12% (см. табл. 2). Среднее содержание песка в слоях обычно не превышает 1%, однако, наблюдаются локальные пики (см. рис. 5а).

Средний размер частиц в позднеплейстоценовой толще разреза Оби-Мазар достаточно однородный (см. рис. 5а) и колеблется около 16 μm в лёссах и около 14 μm в палеопочвах (см. табл. 2). Во всех палеопочвах размер частиц меньше, чем в лёссах. Минимальное значение среднего размера частиц наблюдается в палеопочве *PC1.2* (13.9 μm) из-за увеличения содержания илистой фракции (12%). Медианный размер частиц колеблется около 11–12 μm в лёссах и 9–10 μm в палеопочвах, а модальный — около 17 μm в лёссах и 15–16 μm в палеопочвах. Фракции имеют мономодальное распределение с модой в фракции крупной пыли (рис. 6). Распределение частиц, измеренное по каждому образцу, имеет положительную асимметрию и положительный, островершинный, эксцесс, то есть небольшой разброс в размерности зерен. На протяжении всей толщи асимметрия практически не изменяется (см. рис. 5а).

Изменение медианы имеет выраженную тенденцию уменьшения от верхней части пачки L1 к средней палеопочве *PC1.2*, а ниже увеличивается в середине толщи L2, что согласуется с содержанием илистой и песчаной фракций. В позднеплейстоценовой толще Оби-Мазара увеличение содержания песка более приурочено к верхней палеопочве *PC1.1* и слою *L2.1*, что, вероятно, связано с кратковременным влиянием близкорасположенных источников материала. Аккумуляция песчаной фракции может быть связана как с различными событиями, определявшими развитие флювиальных процессов (перестройку долин, врезание рек), так и с резким

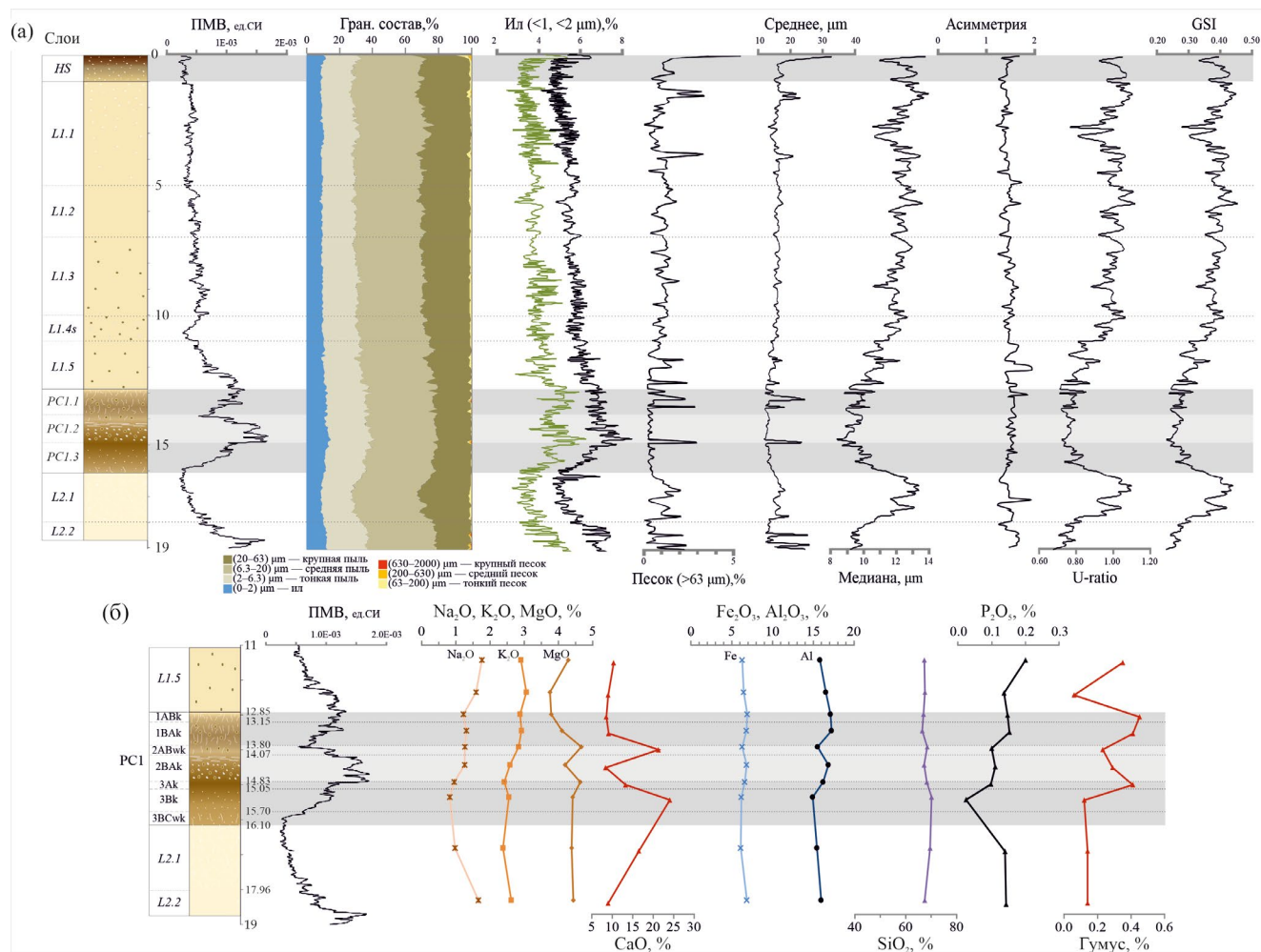


Рис. 5. Профильное распределение результатов магнитометрического и гранулометрического анализов. HS — голоценовая почва. ПМВ — полевая магнитная восприимчивость (ед. СИ). Ил — частицы <1 μm отмечены зеленой линией, <2 μm — черной линией (а). Профильное распределение результатов химического анализа (б).

уменьшением плотности растительного покрова в долинах рек и на склонах.

Индексы U-ratio и ГИ показали практически идентичные кривые, очень схожие по профильному распределению с медианой. Для изученной толщи оба индекса имеют низкие значения, практически не превышая 0.97 и 0.37 соответственно. Для пачек L1 и L2 индекс U-ratio в среднем составляет 0.95, что характерно для холодных эпох с сильными ветрами, и уменьшается в среднем до 0.78 в палеопочвах (см. табл. 2). Аналогичная картина наблюдается для ГИ, где значения уменьшаются от 0.36 в лёссах до 0.27 в палеопочвах.

На кривых этих индексов слои L2.1 и L2.2 различаются, что, вероятно, указывает на сильные различия в циркуляции атмосферы в периоды их формирования. Для L2.1 характерна большая сила ветра и высокое содержание пыли в атмосфере, тогда как для L2.2 значения U-ratio и ГИ идентичны слоям палеопочв. Предположительно, изменения в слоях L2.1 и L2.2 указывают на переломный момент в динамике

температур и увлажнения, оказавших определяющее значение для развития растительного покрова, который удерживает материал от переноса. Это подтверждает наш вывод о разной интенсивности проявления почвообразования, сделанный по результатам микроморфологического анализа.

Химический состав отложений

Содержание Na₂O и K₂O слабо отличается между почвенными горизонтами и слоями лёссов (см. рис. 5б). В горизонтах PC1.3 отмечается немного более активное выщелачивание Na, чем K, особенно из 3Bk и 3BCwk. Такая же тенденция отмечается для более древних педокомплексов ЛПС Таджикистана (Yang et al., 2006), где более низкое содержание Na и K в палеопочвах, чем в лёссах, связывают с более интенсивным выветриванием и процессами почвообразования. По сравнению с этими элементами Mg выщелачивается меньше (Yang et al., 2006).

Таблица 2. Усредненные значения параметров и индексов гранулометрического анализа для стратиграфических пачек L1, L2 и палеопочв PC1 разреза Оби-Мазар

Пачка/ Слой	Мощность, см	Содержание фракций, %			Характерный диаметр частиц, μm			Параметры распределения		Индекс	
		Ил	Пыль	Песок	Среднее	Медиана	Мода	Асимметрия	Экссесс	U-ratio	ГИ
HS	100	9.8 ± 1.5	87.8 ± 3.5	2.4 ± 2.9	19.5 ± 5.8	12.2 ± 0.9	18.1 ± 0.6	1.4 ± 0.1	2.6 ± 0.3	1.01 ± 0.04	0.38 ± 0.03
L1	1185	9.5 ± 0.9	89.4 ± 0.8	1.1 ± 0.9	16.1 ± 2.0	12.1 ± 1.0	17.8 ± 1.2	1.5 ± 0.1	2.7 ± 0.6	0.97 ± 0.09	0.37 ± 0.04
PC1.1	95	11.8 ± 0.7	87.4 ± 0.7	0.8 ± 0.7	14.5 ± 3.0	9.7 ± 0.5	15.1 ± 0.6	1.6 ± 0.1	3.1 ± 0.7	0.78 ± 0.04	0.27 ± 0.02
PC1.2	103	12.0 ± 1.3	87.2 ± 1.1	0.8 ± 0.8	13.9 ± 2.3	9.5 ± 0.5	15.1 ± 0.3	1.5 ± 0.1	2.7 ± 0.3	0.76 ± 0.02	0.26 ± 0.01
PC1.3	127	10.9 ± 1.3	88.6 ± 1.4	0.6 ± 0.5	14.1 ± 2.1	10.2 ± 1.0	15.9 ± 1.2	1.5 ± 0.1	2.5 ± 0.3	0.80 ± 0.05	0.28 ± 0.03
L2	258	9.5 ± 1.3	89.6 ± 1.2	0.9 ± 0.5	15.6 ± 2.1	11.6 ± 1.3	17.2 ± 1.5	1.5 ± 0.2	2.9 ± 1.1	0.92 ± 0.13	0.35 ± 0.07

Примечание. Параметры "среднее", "медиана", "мода" рассчитаны для размера частиц. HS – голоценовая почва. Индекс U-ratio – отношение фракций $16-44 \mu\text{m}$ / $5.5-16 \mu\text{m}$, индекс ГИ – отношение фракций $20-50 \mu\text{m}$ / ($<20 \mu\text{m}$).

Незначительные изменения содержания SiO_2 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 в изученной толще можно объяснить единым источником лёссового материала и отсутствием сильного выветривания силикатных минералов. CaO и P_2O_5 являются наиболее мобильными соединениями, причем в одних горизонтах, таких как 2ABwk и 3Bk, их содержание изменяется сильнее, чем в других (см. рис. 56). Повышенное содержание CaO в некоторых почвенных горизонтах (2ABwk, 3Bk–3BCwk) связано с сильным окарбоначиванием, что хорошо согласуется с микроморфологическими признаками. В то же время содержание P_2O_5 имеет обратную тенденцию.

В позднелепистоценовой толще содержание гумуса невелико, около 0.3%. Пачка L1 обладает большой мощностью, и содержание органического вещества в ней варьирует в пределах 0.06–0.70%, что связано с различной интенсивностью процессов почвообразования и колебаниями в особенностях его минерализации после погребения. В гор. 1ABk верхней палеопочвы и гор. 3Ak нижней палеопочвы отмечается повышенное содержание гумуса по сравнению с нижележащими горизонтами и составляет ~0.42%, уменьшаясь в срединных горизонтах до 0.26%. В горизонтах нижней палеопочвы (3Bk, 3BCwk) и в L2 содержание составляет ~0.14%. Таким образом, максимальное содержание гумуса отмечается для верхних горизонтов палеопочв.

Условия формирования палеопочв

В позднелепистоценовой части разреза Оби-Мазар описан педокомплекс PC1, состоящий из трех спаянных палеопочв. PC1 имеет региональное развитие в Афгано-Таджикской депрессии (Додонов, 2002). Опубликованные ранее абсолютные даты по PC1 в бассейне р. Оби-Мазар (Frechen and Dodonov, 1998), позволяют уверенно коррелировать изученный нами PC1 разреза Оби-Мазар со стадией МИС 5, а перекрывающий лёсс L1 – с интервалом МИС 4–МИС 2.

Диагностика палеопочв затруднена из-за признаков синлитогенного почвообразования и возможной эрозии из-за расположения разреза в верхней части склона. В голоцене темпы накопления атмосферной пыли в Южном Таджикистане составляют в среднем 0.2 мм/год (Finaev, 1995). Если допустить, что в стадию МИС 5 скорость накопления пыли была аналогично низкой, то, возможно, объема приносимой пыли было недостаточно для интенсивного "роста" почвенного профиля вверх, вследствие чего палеопочвы "росли" преимущественно вниз, прорабатывая нижележащую палеопочву и образуя таким образом спаянный профиль.

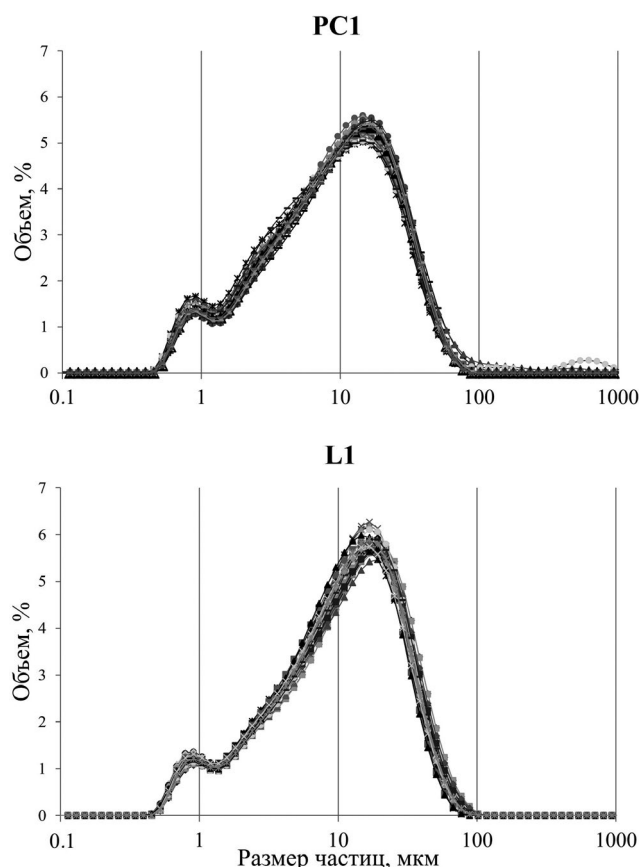


Рис. 6. Сопоставление кривых распределения гранулометрического состава по пачкам L1 и PC1, построенное на измерениях 40 случайно выбранных образцов из соответствующих пачек.

Еще одной неопределенностью в реконструкции ландшафта по палеопочвам является их полигенетичность, т.е. их формирование при направленно меняющихся во времени факторах почвообразования. Это приводит к “размыванию” четкого морфологического облика почвы, что затрудняет их диагностику. В педокомплексе PC1 ЛПС Таджикистана выделяется три палеопочвы (Ломов, Сосин, 1976). Согласно Сиренко и Турло (1986), нижняя палеопочва соответствует начальной стадии перехода от ледниковой эпохи к межледниковью, самая развитая срединная формируется в оптимальную (самую влажную и теплую) фазу межледниковья, и верхняя соответствует заключительной стадии межледниковья, когда происходила постепенная аридизация и процессы гумидного почвообразования затухали.

В PC1 наблюдаются значительные различия между выделенными палеопочвами. Для всех трех палеопочв по сравнению с лёссовыми слоями характерно более высокое содержание илистой фракции (см. рис. 5). Максимальное содержание ила отмечено в нижней части срединной

почвы. При этом для всех палеопочв на микроуровне отмечается увеличение иллювиирования илисто-пылевой фракции к низу профилей палеопочв с образованием кутан и инфиллингов в порах. Для PC1 в ЛПС Таджикистана отмечается увеличение содержания глинистых частиц, что может быть результатом педогенеза в процессе выветривания *in situ* под лесной растительностью (Bronger et al., 1998; Dodonov et al., 2006). Изученная нами срединная палеопочва (PC1.2), соответствующая оптимальной климатической стадии, имеет в горизонте 2ABwk глинистые кутаны, которые характерны для почв лесных ландшафтов, то есть свидетельствуют о гумидном климате. Об этом также свидетельствует наличие декарбонатизированных зон в верхней и особенно в срединной палеопочвах.

В процессе частичного выщелачивания карбонатов из горизонта 2ABwk срединной палеопочвы в верхнюю часть горизонта 2BAk отмечается образование тонких горизонтальных карбонатных прослоек. Мы предполагаем, что они являются начальной стадией образования карбонатной коры и образованы за счет локального обводнения. В целом для срединной палеопочвы (PC1.2) отмечено максимальное окарбонативание, выражающееся в большом количестве карбонатных прожилок и кутан, что также говорит об активном внутризгоризонтном перераспределении породных карбонатов, связанных с более гумидной фазой почвообразования.

Результаты гранулометрического анализа указывают на то, что позднеплейстоценовая толща разреза Оби-Мазар является достаточно однородной, что может свидетельствовать о едином источнике переноса лёсса. По сравнению с аналогичными по генезису отложениями Южного Таджикистана (Ding F. and Ding Z., 2003), изученные лёссовые отложения имеют более пылеватый гранулометрический состав и содержат пониженное количество песка. Предположительно, в позднем плейстоцене отложения формировались в достаточно стабильных условиях седиментации без длительных перерывов и эрозии. Пики содержания песка могут указывать на короткие этапы локального усиления ветровой эрозии. Отмечается закономерное увеличение содержания ила в палеопочвах и песка в лёссах. Более низкие значения индекса U-ratio для холодных стадий также отмечались для разреза Чашманигар в ЛПС плато Ховалинг (Ding et al., 2002). Отмечаются также более низкие значения индексов U-ratio и GI для ЛПС Таджикистана.

Изученная толща верхней части разреза отличается относительно более низкими средним и модальным значениями размеров частиц, по сравнению с другими регионами распростра-

нениями лёссов, например, расположенными вблизи источников пыли в Дунайской лёссовой провинции (Újvári et al., 2016), Нижнем Поволжье (Költringer et al., 2021), Предкавказье (Konstantinov et al., 2022), или расположенными на более значительном расстоянии — лёссовым плато Ирана (Vlaminck et al., 2016) и Китайским лёссовым плато (Vandenbergh et al., 1997).

Одним из дискуссионных вопросов эволюции ЛПС плато Ховалинг является проблема выделения палеопочвы этапа МИС 3. Как известно, это кратковременное потепление выразилось в формировании от одной до трех палеопочв в различных регионах мира. Так, на Русской равнине выделяют брянскую почву (Величко, 1975), в Восточной и Западной Сибири — искитимский педокомплекс (Volvakh et al., 2021), а на Китайском лёссовом плато — от одной до трех эмбриональных палеопочв (Kukla, 1987).

По результатам макроморфологического описания и гранулометрического анализа палеопочва стадии МИС 3 в Оби-Мазаре выражена достаточно слабо, что ранее уже было отмечено для данного региона (Додонов, 2002). В пачке L1 на глубине 7–10 м наблюдается слабое увеличение магнитной восприимчивости к низу этого интервала, что может свидетельствовать о слабом проявлении педогенных процессов и увеличении количества атмосферных осадков в период формирования слоя L1.3. Для этого слоя отмечаются более выровненные значения индексов U-ratio и ГИ, что может указывать на чуть более равномерную силу ветра при осадконакоплении и более стабильную динамику в областях ближайших источников материала. При этом в слое L1.4s под палеопочвой МИС 3 отмечается аккумуляция карбонатов и формирование небольших конкреций, в нем также отмечена высокая концентрация биолитов. В слое L1.5 явные макро- и микропризнаки почвообразования в совокупности с повышенными значениями магнитной восприимчивости и увеличением содержания илистой фракции могут свидетельствовать о коротком и плавном переходе между МИС 5 и МИС 4.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Позднеплейстоценовая толща разреза Оби-Мазар состоит из двух пачек лёсса и первого педокомплекса (PC1), состоящего из трех палеопочв, сформированных в разных климатических условиях. Вся толща имеет сильно пылеватый состав (87–90% фракции 2–64 μm), а также очень низкое содержание песка (частицы крупностью >63 μm), что значительно отличается их от ЛПС Центральной Азии, Центральной и Восточной Европы. Изученная толща разреза Оби-Мазар является достаточно одно-

родной по гранулометрическому составу, что может быть свидетельством дальнего расположения источника материала при отсутствии значительных эпизодов эрозии. В криохроны преобладали сильные ветры и высокое содержание пыли в атмосфере. В межледниковья количество пыли уменьшалось, но ее поступление не прекращалось полностью. Это обусловило синлитогенный генезис и формирование слитых профилей палеопочв на фоне незначительных изменений климатических условий внутри термохронов.

Содержание гумуса в изученной толще низкое, что может быть связано с высокой скоростью минерализацией органических веществ и образованием органо-минеральных соединений после погребения палеопочв. По неизменному содержанию Si, Fe, Al по профилю отложений можно говорить о слабом выветривании минералов и едином источнике материала. В почвенных горизонтах происходит выщелачивание Na и K, а Mg относительно увеличивается по сравнению с лёссами.

В пачке L1 выделено 5 слоев по степени выраженности почвообразующих процессов. Предварительные данные указывают на наличие слабовыраженной палеопочвы МИС 3 в слое L1.3. Отложения интервала МИС 4–МИС 2 имели достаточно схожие условия лёссонакопления и лёссообразования при слабом проявлении педогенеза в стадию МИС 3.

Развитый педокомплекс PC1 Оби-Мазара по стратиграфическому положению, особенностям макро- и микростроения, данным магнитной восприимчивости схож с PC1 других разрезов в Афгано-Таджикской депрессии. Выделенные в строении PC1 три палеопочвы соотносятся с фазами межледникового потепления МИС 5. Наличие постепенных переходов между палеопочвами, по-видимому, указывает на низкие скорости осадконакопления в МИС 5.

Срединная и нижняя палеопочвы PC1 формировались в более гумидных условиях, предположительно под пологом широколиственных лесов, что способствовало биогенной сегрегации Fe-Mn соединений, а также внутри- и межгоризонтному перераспределению карбонатов за счет диагенетических процессов. Однако к концу последнего межледникового происходила постепенная аридизация, из-за чего верхняя палеопочва наименее развита и не имеет явных признаков гумидного педогенеза. В ЛПС позднего плейстоцена наблюдаются признаки почвообразующих процессов и следы жизнедеятельности почвенной биоты.

Пачка подстилающего педокомплекса лёсса L2, соотносимая с МИС 6, имеет небольшую мощность и отличается значительной переработкой почвообразующими процессами. Это

может быть связано с эрозией значительной части материала этого интервала в конце МИС 6, в результате чего сохранилась лишь нижняя часть пачки, отражающая этап перехода от МИС 7 к МИС 6.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 22-18-00568). Работы П.М. Сосина и И.К. Ашурмадова были поддержаны проектом NordForsk THOCA (105204).

FUNDING

The work is supported by the Russian Science Foundation (project no. 22-18-00568). Works by P.M. Sosin and I.K. Ashurmadov were supported by the NordForsk THOCA project (105204).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Валиахмедов В. Куколочные камеры почвообитающих беспозвоночных в сероземах Таджикистана и влияние их на формирование почвенного профиля // Почвоведение. 1977. № 4. С. 85–91.
- Величко А.А. Проблемы корреляции плейстоценовых событий в ледниковой, перигляциально-лессовой и приморской областях Восточно-Европейской равнины // Проблемы региональной и общей палеогеографии лёссовых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1975. С. 7–26.
- Величко А.А., Борисова О.К., Захаров А.Л. и др. Смена ландшафтных обстановок на юге Русской равнины в позднем плейстоцене по результатам исследования лёссово-почвенной серии Приазовья // Изв. РАН. Сер. геогр. 2017. Т. 1. С. 74–83. <https://doi.org/10.15356/0373-2444-2017-1-74-83>
- Воробьева Л.А. Химический анализ почв: Учебник. М.: Изд-во МГУ, 1998. 272 с.
- Додонов А.Е. Четвертичный период Средней Азии: стратиграфия, корреляция, палеогеография. М.: ГЕОС, 2002. 254 с.
- Путеводитель экскурсии Международного симпозиума по проблеме “Граница неогена и четвертичной системы” / ред. А.Е. Додонов, Я.Р. Меламед, К.В. Никифорова. М.: Наука, 1977. 183 с.
- Додонов А.Е., Шеклтон Н., Жоу Л.П., Ломов С.П., Финаев А.Ф. Лёссово-почвенная стратиграфия квартала Средней Азии: геохронология, корреляция и эволюция палеосреды // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7. № 6. С. 66–80.
- Курбанов Р.Н., Аношкин А.А., Филимонова Т.Г., Каравев А.Ч., Мещерякова О.А., Кулакова Е.П., Филатов Е.А., Чистяков П.В., Шарипов А.Ф. Геоархеологические исследования на памятнике Хонако III в Южном Таджикистане в 2022 году // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. 2022. № 28. С. 157–163.
- Лазаренко А.А., Пахомов М.М., Пеньков А.В., Шелкопляс В.Н., Гутерман Р.Е., Минина Е.А., Ранов В.А. О возможности климатостратиграфического расчленения лёссовой формации Средней Азии // Поздний кайнозой Северной Евразии. М.: ГИН АН СССР, 1977. С. 70–133.
- Лаухин С.А., Поспелова Г.А., Ранов В.А. и др. Оценка возраста верхней региональной погребенной почвы лёссового разреза Хонако-3 (Таджикистан) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76. № 3. С. 63–68.
- Ломов С.П., Сосин П.С. О почвах палеолитической стоянки Каратау I в Южном Таджикистане // Изв. АН ТССР. Отделение биологических наук. 1976. Т. 65. № 4. С. 93–99.
- Ломов С.П., Сосин П.С., Сосновская В.П. Строение и вещественный состав погребенных почв Таджикистана // Почвоведение. 1982. № 1. С. 18–30.
- Ранов В.А., Шеффер Й. Лёссовый палеолит // Археология, этнография и антропология Евразии. 2000. Т. 2. № 2. С. 20–32.
- Сиренко Н.А., Турло С.И. Развитие почв и растительности Украины в плиоцене и плейстоцене. К.: Наукова думка, 1986. 188 с.
- Becze-Deák J., Langohr R., Verrecchia E.P. Small scale secondary CaCO₃ accumulations in selected sections of the European loess belt. Morphological forms and potential for paleoenvironmental reconstruction // Geoderma. 1997. Vol. 76. № 3–4. P. 221–252. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(96\)00106-1](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(96)00106-1)
- Bronger A., Winter R., Sedov S. Weathering and clay mineral formation in two Holocene soils and buried paleosols in Tajikistan: Towards a Quaternary paleoclimatic record in Central Asia // Catena. 1998. Vol. 34. № 1–2. P. 19–34. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(98\)00079-4](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(98)00079-4)
- Ding F., Ding Z. Chemical weathering history of the southern Tajikistan loess and paloclimate implications // Sci. China Ser. D-Earth Sci. 2003. Vol. 46 № 10. P. 1012–1021. <https://doi.org/10.1007/BF02959396>
- Ding Z.L., Ranov V., Yang S.L., Finaev A., Han J.M., Wang G.A. The loess record in southern Tajikistan and correlation with Chinese loess // Earth and Planetary Science Lett. 2002. Vol. 200. № 3–4. P. 387–400. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00637-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00637-4)
- Dodonov A.E., Sadchikov T.A., Sedov S.N., et al. Multidisciplinary approach for paleoenvironmental reconstruction in loess-paleosol studies of the Darai Kalon section, Southern Tajikistan // Quat. Int. 2006. Vol. 152. P. 48–58. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.12.001>
- Dodonov A.E., Baiguzina L.L. Loess stratigraphy of Central Asia: Palaeoclimatic and palaeoenvironmental aspects // Quat. Sci. Rev. 1995. Vol. 14. № 7–8. P. 707–720. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(95\)00054-2](https://doi.org/10.1016/0277-3791(95)00054-2)
- Finaev A. Processes of transportation and sedimentation of dust aerosol. Global analysis, interpretation and modelling // First science conference. 25–29 September, 1995. Garmish-Partenkirchen, Germany, 1995. P. 22.

- Frechen M., Dodonov A.E.* Loess chronology of the Middle and Upper Pleistocene in Tadjikistan // *Geol. Rundsch.* 1998. Vol. 87. P. 2–20.
<https://doi.org/10.1007/s005310050185>
- IIUSS Working Group WRB // *World Soil Resources Reports*. 2015. № 106. World Reference Base for Soil Resources 2014, Update 2015 International Soil Classification System for Naming Soils and Creating Legends for Soil Maps. Rome: FAO, 2015.
- Khormali F., Abtahi A.* Origin and distribution of clay minerals in calcareous arid and semi-arid soils of Fars Province, southern Iran // *Clay Minerals*. 2003. Vol. 38. № 4. P. 511–527.
<https://doi.org/10.1180/0009855023740112>
- Költringer C., Bradák B., Stevens T., Almqvist B., Banak A., Lindner M., Kurbanov R., Snowball I.* Palaeoenvironmental implications from lower Volga loess – joint magnetic fabric and multi-proxy analyses // *Quat. Sci. Rev.* 2021. Vol. 267. Art. 107057.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107057>
- Konstantinov E.A., Zakharov A.L., Sychev N.V., Mazneva E.A., Kurbanov R.N., Morozova P.A.* Loess accumulation in the southern part of European Russia at the end of the Quaternary period // *Her. Russ. Acad. Sci.* 2022. Vol. 92. № 3. P. 342–351.
<https://doi.org/10.1134/S1019331622030108>
- Kukla G.J.* Loess stratigraphy in Central China // *Quat. Sci. Rev.* 1987. Vol. 6. P. 191–219.
- Makeev A.O.* Pedogenic alteration of aeolian sediments in the upper loess mantles of the Russian Plain // *Quat. Int.* 2009. Vol. 209. № 1–2. P. 79–94.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2009.03.007>
- Mazneva E., Konstantinov E., Zakharov A., Sychev N., Tkach N., Kurbanov R., Sedaeva K., Murray A.* Middle and Late Pleistocene loess of the Western Ciscaucasia: Stratigraphy, lithology and composition // *Quat. Int.* 2021. № 590. P. 146–163.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.11.039>
- Munsell A.H.* Munsell Soil Color Charts. New Windsor, NY: GretagMacbeth, 617 Little Britain Rd., 2000.
- Ozer M., Orhan M., Isik N.S.* Effect of particle optical properties on size distribution of soils obtained by laser diffraction // *Environmental & Engineering Geoscience*. 2010. Vol. 16. № 2. P. 163–173.
<https://doi.org/10.2113/gsegeosci.16.2.163>
- Ranov V.* The ‘Loessic Palaeolithic’ in South Tadjikistan, Central Asia: its industries, chronology and correlation // *Quat. Sci. Rev.* 1996. Vol. 14. P. 731–745.
[https://doi.org/10.1016/0277-3791\(95\)00055-0](https://doi.org/10.1016/0277-3791(95)00055-0)
- Rousseau D.-D., Antoine P., Hatté C., et al.* Abrupt millennial climatic changes from Nussloch (Germany) Upper Weichselian eolian records during the Last Glaciation // *Quat. Sci. Rev.* 2002. Vol. 21. P. 1577–1582.
[https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(02\)00034-3](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00034-3)
- Schäfer J., Sosin P.M.* Am Fuße des Pamir – Archäologie in der Steilwand // *Archäologie in Deutschland*. 2013. P. 12–16 (In Germ.).
- Schäfer J., Sosin P.M., Ranov V.A.* Neue untersuchungen zum loss-paläolithikum am Obi-Mazar, Tadjikistan // *Archäologisches korrespondenzblatt*. 1996. Vol. 26. P. 97–109 (In Germ.).
- Schäfer J., Sosin P.M., Ranov V.A.* The “cultural” evolution of man and the chronostratigraphical background of changing environments in the loess palaeosol sequences of Obi-Mazar and Khonako (Tadjikistan) // *Anthropologie*. 1998. Vol. 1–2. № 37. P. 121–135.
- Shackleton N.J., An Z., Dodonov A.E., Gavin G., Kukla G.J., Ranov V.A., Zhou L.P.* Accumulation rate of loess in Tadjikistan and China: relationship with global ice volume cycles // *Quat. Proceedings*. 1995. № 4. P. 1–6.
- Stoops G.* Guidelines for Analysis and Description of Soil and Regolith Thin Sections (2nd ed.). Wiley, 2021. 256 p.
- Újvári G., Kok J.F., Varga G., Kovács J.* The physics of wind-blown loess: implications for grain size proxy interpretations in Quaternary paleoclimate studies // *Earth-Sci. Rev.* 2016. Vol. 154. P. 247–278.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.01.006>
- Vandenberghe J., An Z., Nugteren G., et al.* New absolute time scale for the Quaternary climate in the Chinese loess region by grain-size analysis // *Geology*. 1997. Vol. 25. P. 35–38.
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0035:NATSFT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0035:NATSFT>2.3.CO;2)
- Varga G., Újvári G., Kovács J.* Interpretation of sedimentary (sub)populations extracted from grain size distributions of Central European loess-paleosol series // *Quat. Int.* 2019. Vol. 502. P. 60–70.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.09.021>
- Vlaminck S., Kehl M., Lauer T., et al.* Loess-soil sequence at Toshan (Northern Iran): Insights into late Pleistocene climate change // *Quat. Int.* 2016. Vol. 399. P. 122–135.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.04.028>
- Volvakh A., Volvakh N., Ovchinnikov I., Smolyaninova L., Kurbanov R.* Loess-paleosol record of MIS 3–MIS 2 of north-east Cis-Salair plain, south of West Siberia // *Quat. Int.* 2022. Vol. 620. P. 58–74.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.10.069>
- Yang S., Ding F., Ding Z.* Pleistocene chemical weathering history of Asian arid and semi-arid regions recorded in loess deposits of China and Tajikistan // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2006. Vol. 70. P. 1695–1709.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.12.012>
- Yang S.L., Ding Z.L.* Winter-spring precipitation as the principal control on predominance of C-3 plants in Central Asia over the past 1.77 Myr: evidence from delta C-13 of loess organic matter in Tajikistan // *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.* 2006. Vol. 235. P. 330–339.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.11.007>

Structures and Properties of the Late Pleistocene Paleosols of the Loess-Soil Section of Obi-Mazar (Tajikistan)

O. A. Tokareva^{a, b, *}, M. P. Lebedeva^{c, **}, P. M. Sosin^{d, ***},
I. K. Ashurmadov^{e, ****}, and R. N. Kurbanov^{a, b, f, *****}

^a*Institute of Geography RAS, Moscow, Russia*

^b*Institute of Archeology and Ethnography SB RAS, Novosibirsk, Russia*

^c*FRC V.V. Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, Russia*

^d*Institute of Water Problems, Hydropower and Ecology NAST, Dushanbe, Tajikistan*

^e*Institute of History, Archeology and Ethnography of NAST, Dushanbe, Tajikistan*

^f*Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

*e-mail: tokareva1406@yandex.ru

**e-mail: m_verba@mail.ru

***e-mail: sosin.paleosol@gmail.com

****e-mail: muhammad.islomov.2017@mail.ru

*****e-mail: roger.kurbanov@gmail.com

The loess-soil series of Central Asia cover the history of subaerial sedimentation of the last 2–2.5 mln years. Significant thicknesses, a large number of paleosols, and an impressive chronology place the loess-soil series of the Afghan-Tajik depression on a par with the famous sections of the Loess Plateau of China. The study of the most significant sections located within the Khovaling Loess Plateau makes it possible to develop a regional chronostratigraphic chart, to study the structure and conditions of formation of the main stratigraphic benchmarks—buried paleosols. The present study is devoted to the clarification of the structural features of loess and paleosols of the Late Pleistocene in one of the sections of the Khovaling–Obi-Mazar Plateau. Based on the results of stratigraphic dissection, description of the macro- and micromorphological structure, magnetic susceptibility analysis, study of the chemical and granulometric composition, a comprehensive description of the structure and properties was carried out and the most probable conditions for the formation of paleosols and loess were established. In the Late Pleistocene part of the section, two loess layers and a pedocomplex PC1 with three welded paleosols, consisting of a total of 7 horizons, are distinguished. The deposits are characterized by high silt content, carbon content, and the presence of signs of pedogenesis and biological activity in all layers of the studied section. Available data indicate the presence of a poorly developed MIS 3 paleosol in the upper loess layer. The developed pedocomplex PC1 of Obi-Mazar, according to its stratigraphic position, structural features, and magnetic susceptibility data, belongs to the MIS 5. According to preliminary data, its formation occurred in semi-humid and humid conditions under forest vegetation, which contributed to the biogenic segregation of Fe-Mn compounds, as well as intra- and interhorizon redistribution of carbonates due to diagenetic processes. Towards the end of the Last Interglacial, gradual aridization occurred, due to which the upper paleosol to be the least developed.

Keywords: Tajikistan, Khovaling Loess Plateau, pedocomplex, micromorphology, grain size analysis

REFERENCES

- Becze-Deák J., Langohr R., Verrecchia E.P. Small scale secondary CaCO₃ accumulations in selected sections of the European loess belt. Morphological forms and potential for paleoenvironmental reconstruction. *Geoderma*, 1997, vol. 76, no. 3–4, pp. 221–252.
[https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(96\)00106-1](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(96)00106-1)
- Bronger A., Winter R., Sedov S. Weathering and clay mineral formation in two Holocene soils and buried paleosols in Tadzikistan: Towards a Quaternary paleoclimatic record in Central Asia. *Catena*, 1998, vol. 34, no. 1–2, pp. 19–34.
[https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(98\)00079-4](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(98)00079-4)
- Ding F., Ding Z. Chemical weathering history of the southern Tajikistan loess and paloclimate implications. *Sci. China Ser. D-Earth Sci.*, 2003, vol. 46, no. 10, pp. 1012–1021.
<https://doi.org/10.1007/BF02959396>
- Ding Z.L., Ranov V., Yang S.L., Finaev A., Han J.M., Wang G.A. The loess record in southern Tajikistan and correlation with Chinese loess. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002, vol. 200, no. 3–4, pp. 387–400.
[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00637-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00637-4)
- Dodonov A.E. *Chetvertichnyi period Srednei Azii: stratigrafiya, korrelyatsiya, paleogeografiya* [Quaternary Period of Central Asia: Stratigraphy, Correlation, Paleogeography]. Moscow: GEOS Publ., 2002. 254 p.

- Dodonov A.E., Baiguzina L.L. Loess stratigraphy of Central Asia: Palaeoclimatic and palaeoenvironmental aspects. *Quat. Sci. Rev.*, 1995, vol. 14, no. 7–8, pp. 707–720. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(95\)00054-2](https://doi.org/10.1016/0277-3791(95)00054-2)
- Dodonov A.E., Sadchikov T.A., Sedov S.N., Simakova A.N., Zhou L.P. Multidisciplinary approach for paleoenvironmental reconstruction in loess-paleosol studies of the Darai Kalon section, Southern Tajikistan. *Quat. Int.*, 2006, vol. 152, pp. 48–58. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.12.001>
- Dodonov A.E., Shekilton N., Zhou L.P., Lomov S.P., Finaev A.F. Loess-soil stratigraphy of the Quaternary of Central Asia: geochronology, correlation and evolution of paleoenvironment. *Stratigr. Geol. Korrel'yatsiya*, 1999, vol. 7, no. 6, pp. 66–80. (In Russ.).
- Finaev A. Processes of transportation and sedimentation of dust aerosol. Global analysis, interpretation and modelling. In *First science conference, 25–29 September, 1995. Garmish-Partenkirchen, Germany*, 1995, p. 22.
- Frechen M., Dodonov A.E. Loess chronology of the Middle and Upper Pleistocene in Tadjikistan. *Geol. Rundsch.*, 1998, vol. 87, pp. 2–20. <https://doi.org/10.1007/s005310050185>
- IUSS Working Group WRB. In *World Soil Resources Reports. 2015, No. 106. World Reference Base for Soil Resources 2014, Update 2015 International Soil Classification System for Naming Soils and Creating Legends for Soil Maps*. Rome: FAO, 2015.
- Khormali, F., Abtahi, A. Origin and distribution of clay minerals in calcareous arid and semi-arid soils of Fars Province, southern Iran. *Clay Miner.*, 2003, vol. 38, no. 4, pp. 511–527. <https://doi.org/10.1180/0009855023740112>
- Költringer C., Bradák B., Stevens T., Almqvist B., Banak A., Lindner M., Kurbanov R., Snowball I. Palaeoenvironmental implications from lower Volga loess – joint magnetic fabric and multi-proxy analyses. *Quat. Sci. Rev.*, 2021, vol. 267, art. 107057. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107057>
- Konstantinov E.A., Zakharov A.L., Sychev N.V., Mazneva E.A., Kurbanov R.N., Morozova P.A. Loess accumulation in the southern part of European Russia at the end of the Quaternary period. *Her. Russ. Acad. Sci.*, 2022, vol. 92, no. 3, pp. 342–351. <https://doi.org/10.1134/S1019331622030108>
- Kukla G.J. Loess stratigraphy in Central China. *Quat. Sci. Rev.*, 1987, vol. 6, pp. 191–219.
- Kurbanov R.N., Anoin A.A., Filimonova T.G., Karayev A.Ch., Meshcheryakova O.A., Kulakova E.P., Filatov E.A., Chistyakov P.V., Sharipov A.F. Geoarchaeological research at the Khonako III site in Southern Tajikistan in 2022. *Probl. Arkheol., Etnogr., Antropol. Sibiri Sopred. Territorii*, 2022, no. 28, pp. 157–163. (In Russ.).
- Lazarenko A.A., Pakhomov M.M., Pen'kov A.V., Shelkopyas V.N., Giterman R.E., Minina E.A., Ranov V.A. On the possibility of climatostratigraphic division of the loess formation of Central Asia. In *Pozdniei kainozoi Severnoi Evrazii* [Late Cenozoic of Northern Eurasia]. Moscow: GIN AN SSSR Publ., 1977, pp. 70–133. (In Russ.).
- Laukhin S.A., Pospelova G.A., Ranov V.A. Estimation of the age of the upper regional buried soil of the loess section Khonako-3 (Tajikistan). *Byull. MOIP. Otdel. Geol.*, 2001, vol. 76, no. 3, pp. 63–68. (In Russ.).
- Lomov S.P., Sosin P.S. About the soils of the Paleolithic site Karatau I in Southern Tajikistan. *Izv. AN TSSR. Otdel. Biol. Nauk*, 1976, no. 4, vol. 65, pp. 93–99. (In Russ.).
- Lomov S.P., Sosin P.S., Sosnovskaya V.P. Structure and chemical composition of buried soils in Tajikistan. *Pochvoved.*, 1982, no. 1, pp. 18–30. (In Russ.).
- Makeev A.O. Pedogenic alteration of aeolian sediments in the upper loess mantles of the Russian Plain. *Quat. Int.*, 2009, vol. 209, no. 1–2, pp. 79–94. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2009.03.007>
- Mazneva E., Konstantinov E., Zakharov A., Sychev N., Tkach N., Kurbanov R., Sedaeva K., Murray A. Middle and Late Pleistocene loess of the Western Ciscaucasia: Stratigraphy, lithology and composition. *Quat. Int.*, 2021, no. 590, pp. 146–163. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.11.039>
- Munsell A.H. *Munsell Soil Color Charts*. New Windsor, New York: GretagMacbeth, 617 Little Britain Rd., 2000.
- Ozer M., Orhan M., Isik N.S. Effect of particle optical properties on size distribution of soils obtained by laser diffraction. *Environmental & Engineering Geoscience*, 2010, vol. 16, no. 2, pp. 163–173. <https://doi.org/10.2113/gsegeosci.16.2.163>
- Putevoditel' ekskursii Mezhdunarodnogo simpoziuma po probleme "Granitsa neogena i chetvertichnoi sistemy"* [Guide for the Excursion of the Int. Symp. on the Problem "Boundary of the Neogene and Quaternary System"]. Dodonov A.E., Melamed Ya.R., Nikiforova K.V., Eds. Moscow: Nauka Publ., 1977. 183 p.
- Ranov V. The 'Loessic Palaeolithic' in South Tadjikistan, Central Asia: Its industries, chronology and correlation. *Quat. Sci. Rev.*, 1996, vol. 14, pp. 731–745. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(95\)00055-0](https://doi.org/10.1016/0277-3791(95)00055-0)
- Ranov V.A., Shefer Y. Loess Paleolithic. *Arkheol., Etnogr. Antropol. Evrazii*, 2000, no. 2, vol. 2, pp. 20–32. (In Russ.).
- Rousseau D.-D., Antoine P., Hatté C., Lang A., Zöller L., Fontugne M., Ben Othman D., Luck J.M., Moine O., Labonne M., Bentaleb I., Jolly D. Abrupt millennial climatic changes from Nussloch (Germany) Upper Weichselian eolian records during the last glaciation. *Quat. Sci. Rev.*, 2002, vol. 21, pp. 1577–1582. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(02\)00034-3](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00034-3)
- Schäfer J., Sosin P.M. Am Fuße des Pamir – Archäologie in der Steilwand. *Archäol. Deutschland*, 2013, pp. 12–16. (In Germ.).
- Schäfer J., Sosin P.M., Ranov V.A. Neue untersuchungen zum loesspalaolithikum am Obi-Mazar, Tadjikistan. *Archäol. Korrespond.*, 1996, vol. 26, pp. 97–109. (In Germ.).
- Schäfer J., Sosin P.M., Ranov V.A. The "cultural" evolution of man and the chronostratigraphical background of changing environments in the loess palaeosol se-

- quences of Obi-Mazar and Khonako (Tadjikistan). *Anthropol.*, 1998, no. 37, vol. 1–2, pp. 121–135.
- Shackleton N.J., An Z., Dodonov A.E., Gavin G., Kukla G.J., Ranov V.A., Zhou L.P. Accumulation rate of loess in Tadjikistan and China: relationship with global ice volume cycles. *Quat. Proc.*, 1995, no. 4, pp. 1–6.
- Sirenko N.A., Turlo S.I. *Razvitie pochv i rastitel'nosti Ukrainy v plitsene i pleistotsene* [Development of Soils and Vegetation of Ukraine in the Pliocene and Pleistocene]. Kiev: Naukova dumka Publ., 1986. 188 p.
- Stoops G. *Guidelines for Analysis and Description of Soil and Regolith Thin Sections (2nd ed.)*. Wiley, 2021. 256 p.
- Újvári G., Kok J.F., Varga G., Kovács J. The physics of wind-blown loess: implications for grain size proxy interpretations in Quaternary paleoclimate studies. *Earth-Sci. Rev.*, 2016, vol. 154, pp. 247–278. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.01.006>
- Valiakhmedov V. Pupal chambers of soil-dwelling invertebrates in gray soils of Tajikistan and their influence on the formation of the soil profile. *Pochvoved.*, 1977, no. 4, pp. 85–91. (In Russ.).
- Vandenberghe J., Zhisheng A., Nugteren G., Huayu L., van Huissteden K. New absolute time scale for the Quaternary climate in the Chinese loess region by grain-size analysis. *Geology*, 1997, vol. 25, pp. 35–38. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0035:NATSFT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0035:NATSFT>2.3.CO;2)
- Varga G., Újvári G., Kovács J. Interpretation of sedimentary (sub)populations extracted from grain size distributions of Central European loess-paleosol series. *Quat. Int.*, 2019, vol. 502, pp. 60–70. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.09.021>
- Velichko A.A. Problems of correlation of Pleistocene events in glacial, periglacial-loess and coastal areas of the East European Plain. In *Problemy regional'noi i obshchei paleogeografii lessovykh i periglyatsial'nykh oblastei* [Problems of Regional and General Paleogeography of Loess and Periglacial Areas]. Moscow: Nauka Publ., 1975, pp. 7–26. (In Russ.).
- Velichko A.A., Borisova O.K., Zakharov A.L., Kononov Yu.M., Konstantinov E.A., Kurbanov R.N., Morozova T.D., Panin P.G., Timireva S.N. Change of landscape conditions in the south of the Russian Plain in the Late Pleistocene according to the results of a study of the loess-soil series of the Azov region. *Izv. Akad. Nauk, Ser. Geogr.*, 2017, vol. 1, pp. 74–83. (In Russ.). <https://doi.org/10.15356/0373-2444-2017-1-74-83>
- Vlaminck S., Kehl M., Lauer T., Shahriari A., Sharifi J., Eckmeier E., Lehndorff E., Khormali F., Frechen M. Loess-soil sequence at Toshan (Northern Iran): Insights into late Pleistocene climate change. *Quat. Int.*, 2016, vol. 399, pp. 122–135. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.04.028>
- Volvakh A., Volvakh N., Ovchinnikov I., Smolyaninova L., Kurbanov R. Loess-paleosol record of MIS 3–MIS 2 of north-east Cis-Salair plain, south of West Siberia. *Quat. Int.*, 2022, vol. 620, pp. 58–74. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.10.069>
- Vorob'eva L.A. *Khimicheskii analiz pochv: Uchebnik* [Chemical Analysis of Soils: Manual]. Moscow: MGU Publ., 1998. 272 p.
- Yang S., Ding F., Ding Z. Pleistocene chemical weathering history of Asian arid and semi-arid regions recorded in loess deposits of China and Tajikistan. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2006, vol. 70, pp. 1695–1709. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.12.012>
- Yang, S.L., Ding, Z.L. Winter-spring precipitation as the principal control on predominance of C-3 plants in Central Asia over the past 1.77 Myr: evidence from delta C-13 of loess organic matter in Tajikistan. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleocol.*, 2006, vol. 235, pp. 330–339. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.11.007>