

УДК 551.89

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХРОНОЛОГИИ ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ЛЕССОВО-ПОЧВЕННЫХ СЕРИЙ ТЕРСКО-КУМСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

© 2022 г. Н. В. Сычев^а, *, Е. А. Константинов^а, А. Л. Захаров^а,
М. Frechen^б, S. Tsukamoto^б

^аИнститут географии РАН, Старомонетный пер., 29, стр. 4,
Москва, 119017 Россия

^бInstitute for Applied Geophysics of the Leibniz Association,
Stilleweg str., 2, Hannover, 30655 Germany

*e-mail: nvsychev25@igras.ru

Поступила в редакцию 02.08.2021 г.

После доработки 30.11.2021 г.

Принята к публикации 25.02.2022 г.

Бурением вскрыта верхняя часть (23 м) плакорной лессово-палеопочвенной серии (ЛПС) правобережья р. Кумы в районе села Отказное. Описание кернов и лабораторные анализы позволили провести литостратиграфическое расчленение лессовой толщи в сводной колонке. Выявлены четыре палеопочвы, разделенные лессовыми горизонтами. Две нижние сближенные палеопочвы хорошо читаются в кернах благодаря темно-бурому цвету, для них характерны выраженные пики магнитной восприимчивости. Остальные палеопочвы выражены слабо и идентифицируются, главным образом, по вариациям механического состава, содержания органического вещества и карбонатов. Получено 13 люминесцентных дат, которые показали, что вскрытая лессово-палеопочвенная серия формировалась в позднем неоплейстоцене и голоцене. Построены три возрастные модели — две байесовские и одна линейная. Установлено, что линейная модель лучше согласуется с результатами стратиграфической корреляции. Расчет темпов осадконакопления показал, что минимальные скорости прироста лессовой толщи приходились на голоцен (9 см/тыс. лет) и микулинское межледниковье (10 см/тыс. лет), а максимальные — на конец среднего — начало позднего валдая (79 см/тыс. лет). Строение ЛПС, вариации магнитной восприимчивости и механического состава дают основания для проведения корреляции сводной колонки ОТ с керном опорной Скважины-1, пробуренной в с. Отказном в 1986 г.

Ключевые слова: лесс, палеопочва, люминесцентное датирование, неоплейстоцен, Предкавказье, геохронология.

DOI: 10.31857/S0024497X22040073

Лессы Предкавказья — наиболее распространенный и полный континентальный палеогеографический архив неоплейстоцена на юге европейской части России. Лессовые отложения покрывают почти сплошным чехлом пространство от Азовского моря до Прикаспийской низменности [Astakhov et al., 2022; Haase et al., 2007], их мощность изменяется с запада на восток от 10–30 до 100–140 м [Mazneva et al., 2021; Опорные ..., 2008], а возраст может превышать 800 тыс. лет [Величко и др., 2012; Болиховская и др., 2015].

Верхний неоплейстоцен наиболее полно изучен в разрезах Приазовья, таких как Беглица, Мелекино, Чумбур-Коса, Семибалки, Воронцовка [Величко и др., 2009, 2012, 2017; Chen et al., 2018a, 2018b; Mazneva et al., 2021]. Мощность слоев верхнего неоплейстоцена в этих разрезах изменяется от 4 до 8 м. А.А. Величко с соавторами [2012, 2017]

выделяют здесь следующие почвенно-стратиграфические горизонты: трубчевский горизонт (МИС 2); брянская почва (МИС 3); мезинский педокомплекс (МИС 5с–5е), разделяемый на крутицкую (МИС 5с) и салыньскую почвы (МИС 5е).

Лессы верхнего неоплейстоцена в центре и на востоке Предкавказья менее детально изучены с палеогеографической точки зрения. Отчасти это объясняется меньшей сохранностью и слабой представительностью этого интервала в геологических обнажениях. Тем не менее, на ряде участков лессы верхнего плейстоцена были изучены геологами с помощью бурения: Доно-Сальский водораздел (разрез Волгодонск), Терско-Кумская низменность — скважины в с. Отказном и г. Буденновске, шурф-колодец в с. Степном [Галай, 1992; Опорные ..., 2008; Болиховская, 1995; Балаев, Царев, 1964].

Таблица 1. Сопоставление стратиграфических схем для верхней части разреза Отказное Скважина-1 (1986 г.) по материалам разных авторов [Опорные ..., 2008] с изменениями

По Б.Ф. Галаю [1992]		По В.П. Ударцеву и др. [1989], Е.И. Вириной и др. [1990]		По Н.С. Болиховской [1995]
литология	стратиграфия	литология	стратиграфия	стратиграфия
Почва (0–2 м)	pd IV	Почва (0–2 м)	pd IV	III mk (0–8 м)
Лесс (2–21 м)	v III os (v III vd)	Лесс (2–13 м)	v III vd	
		Почва (13–14 м)	pd III br	II dn (8–21 м)
		Лесс (14–21 м)	v III vd	
Почва (21–24 м)	pd III mch	Почва (21–24 м)	pd III mz	II chr (21–24 м)

Примечание. Стратиграфические горизонты: os – ошашковский, mch – молого-шекснинский, mk – микулинский, dn – днепровский, vd – валдайский, br – брянский, mz – мезинский, chr – черепетьевский; IV – голоцен, III – поздний неоплейстоцен, II – средний неоплейстоцен. Генезис: v – эоловый, pd – почвенный.

В 1986 г. в Отказном были проведены масштабные исследовательские работы коллективом специалистов из ПНИИС НПО “Стройизыскания” Госстроя РСФСР (Я.Е. Шаевич, С.Г. Миронюк), МГУ им. М.В. Ломоносова (А.В. Минервин, Н.С. Болиховская), ИГАН СССР (А.А. Величко, В.П. Ударцев, Т.Д. Морозова), СКО ПНИИС (Б.Ф. Галай), Ставрополь-ТИСИЗ (В.И. Ботников). Большое стратиграфическое значение приобрела лессово-палеопочвенная серия (ЛПС), вскрытая Скважиной-1. Эта скважина была пробурена на вершинной поверхности междуречья вблизи отказненной телевышки до глубины 47 м. На основании строения ЛПС были предложены региональные схемы расчленения неоплейстоцена [Болиховская, 1995; Болиховская и др., 2015; Molodkov, Bolikhovskaya, 2010; Bolikhovskaya et al., 2016]. Для нас же интерес представляет верхняя часть (24 м) осадочной толщи. Хроностратиграфическая интерпретация этого интервала отличается у разных авторов. Так, по данным В.П. Ударцева и др. [1989], Е.П. Вириной и др. [1990] и Б.Ф. Галая [1992], рассматриваемый интервал представлен верхним неоплейстоценом. В основании данного интервала, на глубинах 21.5–24.0 м, залегает сдвоенный педокомплекс, интерпретируемый вышеперечисленными авторами как мезинский на основе корреляции с лессовыми разрезами центра и юга Восточно-Европейской равнины (ВЕР). Различия между схемой Б.Ф. Галая, с одной стороны, и схемами В.П. Ударцева и Е.П. Вириной – с другой, заключаются лишь в выделении последними интерстадиальной брянской палеопочвы (МИС 3) на глубине около 13 м (табл. 1). Стратиграфическая схема Н.С. Болиховской кардинальным образом отличается. Опираясь на палиностратиграфию, она выделяет теплый микулинский лесс сразу под голоценовой почвой [Болиховская,

1995; Болиховская и др., 2015; Bolikhovskaya et al., 2016]. Ниже, согласно ее построениям, на глубине 8 м микулинский лесс переходит в днепровский и продолжается до глубины 21 м. Нижележащий педокомплекс отнесен к средненеоплейстоценовому т.н. черепетьевскому межледниковью.

Таким образом, стратиграфическая интерпретация верхней части ЛПС Отказненного участка остается дискуссионной. Во многом это связано с отсутствием надежных определений возраста отложений – количественных датировок. Целью данной работы является построение максимально достоверной хроностратиграфической схемы верхней части ЛПС на участке Отказное при помощи люминесцентного датирования.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В статье представлены материалы изучения колонки ОТ(Отказное) расположенной на высоком правом берегу р. Кумы в 4.7 км к северу от опорной Скважины-1, упомянутой выше. Колонка ОТ составлена по результатам ручного бурения двух скважин с перекрытием по глубинам: скважина ОТ-1 (44.347° N, 43.877° E, Н абс = 234 м) – на междуречье; скважина ОТ-2 (44.3464° N, 43.8759° E, Н абс = 219 м) – на крутом балочном склоне (рис. 1). По образцам из колонки ОТ были получены две серии люминесцентных датировок в двух разных лабораториях: 1) 4 даты по кварцу и полевому шпату в лаборатории оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) ФГБУ “ВСЕГЕИ”; 2) 9 дат в Институте прикладной геофизики ассоциации Лейбница (LIAG, Ганновер, Германия). С шагом 10 см были выполнены измерения гранулометрического состава, магнитной восприимчивости и потерь при прокаливании. Все литологические анализы проведены в лабора-

тории палеоархивов природной среды Института географии РАН.

Палеопочвенная стратиграфия – один из традиционных подходов к расчленению ЛПС. Считается, что палеопочвенные уровни соответствуют теплым и более влажным этапам (термохронам), а уровни “чистых” лессов – холодным и более сухим этапам (криохронам) [Величко и др., 2009; Pye, 1995; Pechi, 1990; Kukla, 1970, 1977]. Последовательность лессов и палеопочв, подкрепленная вариациями магнитной восприимчивости и гранулометрического состава, может иметь региональное и субглобальное значение, что позволяет успешно коррелировать ЛПС с морскими изотопными стадиями [Cohen, Gibbard, 2019; Markovic et al., 2015]. Большое разнообразие региональных стратиграфических схем ЛПС сильно затрудняет взаимопонимание между исследователями лессов. Для решения этой проблемы в последнее десятилетие лессоведы Европы активно пользуются унифицированной схемой стратиграфии в системе L/S [Markovic et al., 2015], предложенной первоначально для Китайского Лессового плато [Kukla, 1987]. В основу схемы положен простой подсчет почвенных (S) и лессовых (L) уровней. Первая (голоценовая почва) получает индекс S0, нижележащий лесс (последнего ледникового) – L1, почва последнего межледниковья – S1 и т.д. Внутри главных подразделений могут выделяться подгоризонты. Так, например, первая сверху интерстадиальная почва внутри верхнего лесса может иметь индекс L1SS1, а первая почва внутри межледникового педокомплекса – S1SS1. При стратиграфическом расчленении разреза нами использована схема L/S, а также проводилась корреляция с наиболее обоснованной для юга европейской части России схемой ЛПС А.А. Величко и др. [2012, 2017].

Полевые методы. Ручное бурение выполнялось ударно-забивным способом при помощи бура марки Eijkelkamp. Полуцилиндрический пробоотборник длиной 500 мм и диаметром 30 мм был использован для получения слабонарушенного керна, пригодного для описания и отбора проб на литологические анализы. Отбор образцов для люминесцентного датирования осуществлялся из керна параллельной скважины с применением пробоотборника большего диаметра – 40 мм. Для исключения засветки материала отбор образцов производился в ночное время или под светонепроницаемым тентом. Привязка скважин осуществлялась ГНСС ровером EFT M4 в режиме дифференциальной коррекции в реальном времени RTK.

Гранулометрический анализ выполнен лазерно-дифракционным методом на анализаторе Malvern Mastersizer 3000. Подготовка проб к анализу включала последовательную обработку ма-

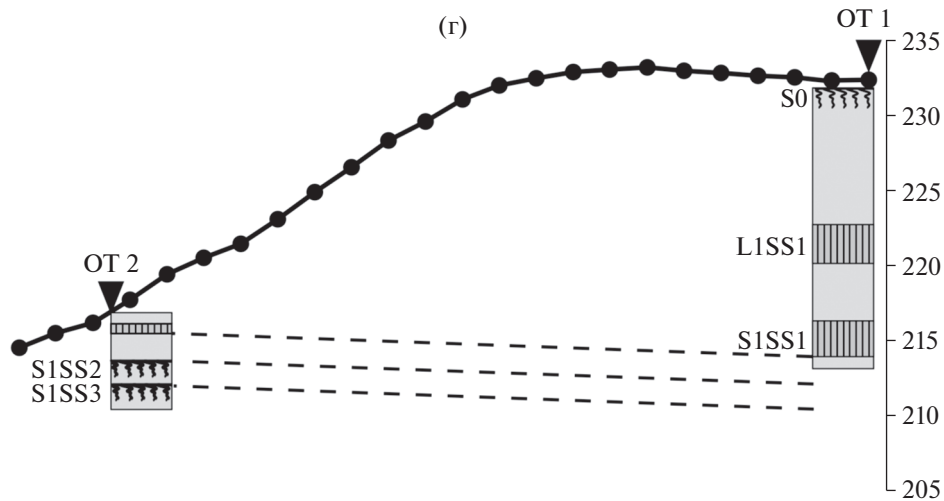
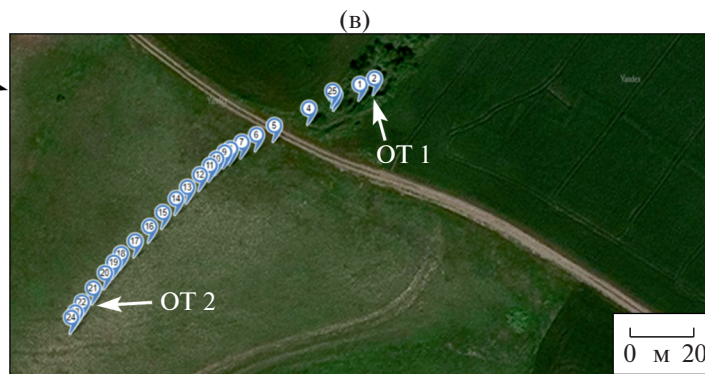
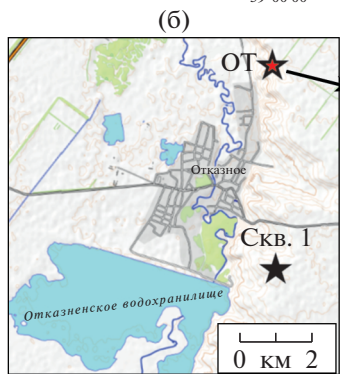
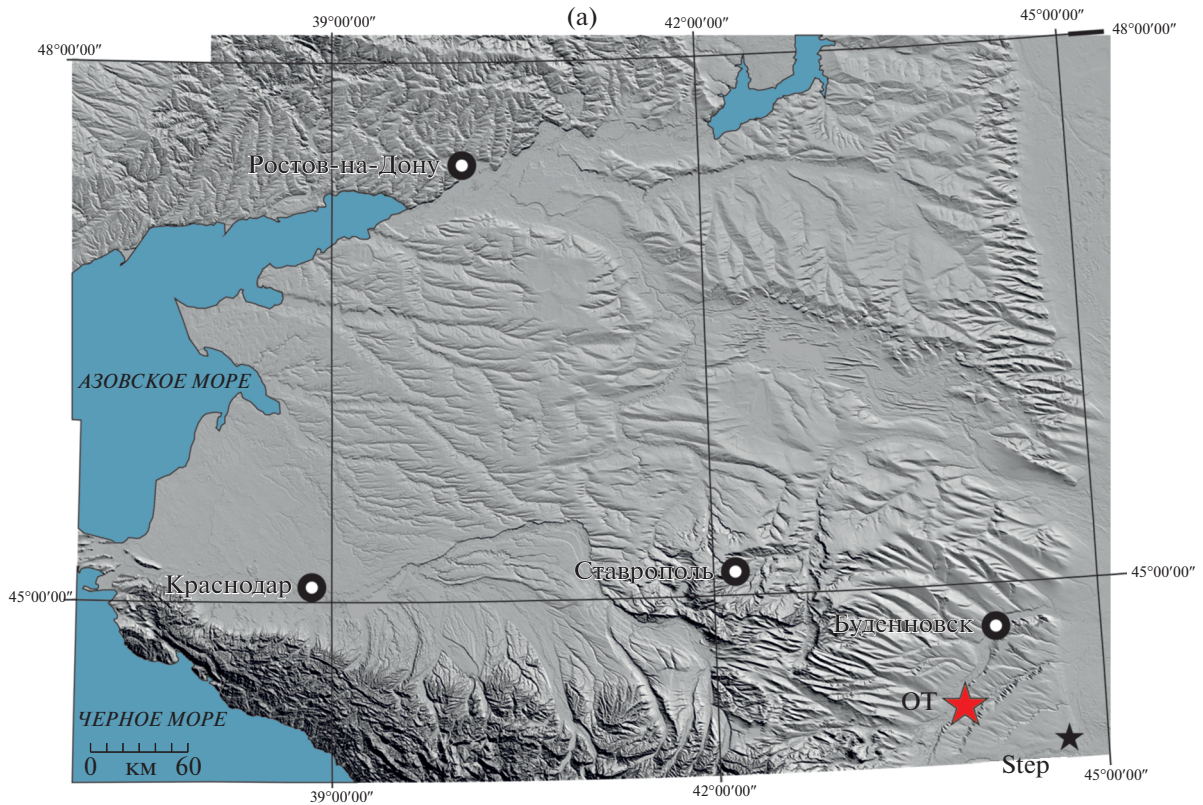
териала 10%-ным HCl и 4%-ным раствором пирофосфата натрия ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$). После химической обработки материал пипеткой переносился в стакан блока диспергатора Hydro EV, где в течение 100 с обрабатывался ультразвуком и перемешивался вертушкой на скорости 2400 об/мин. После отключения ультразвука производилось 10 повторных измерений, результаты которых усреднялись в приложении Mastersizer v.3.62. Вычисление распределения частиц по размерным фракциям выполнено на основе дифракционной модели Фраунгофера.

Определение потерь при прокаливании (ППП) выполнялось с целью оценки содержания органического вещества (ОВ) и карбонатов в осадке. Значение ППП 550°C отражает содержание ОВ, а разница между ППП 950°C и ППП 550°C характеризует потери CO_2 из карбонатов [Heiri et al., 2001]. Образцы объемом 10 мл предварительно высушивались 12 ч при 105°C. Затем проводилось прокалывание в муфельной печи при двух температурных режимах – 4 ч при 550°C и 2 ч при 950°C. Потери в весе определялись повторным взвешиванием на электронных весах с точностью до 0.01 г. Результирующие значения вычислялись следующим образом: $\text{ППП } 550 = ((\text{DW}_{105} - \text{DW}_{550}) / \text{DW}_{105}) \times 100$; $\text{ППП } \Delta 950 = ((\text{DW}_{550} - \text{DW}_{950}) / \text{DW}_{105}) \times 100$, где DW – сухой вес.

Измерение магнитной восприимчивости проводилось в лабораторных условиях на портативном каппаметре Zhi instruments SM-30. Образцы предварительно измельчались до однородного порошка, который равномерно распределялся по полиэтиленовому пакету. При измерении пакет с образцом плотно прижимался к детектору каппаметра диаметром 50 мм. Для каждого образца проводилось 4 измерения и рассчитывалось среднее значение.

Люминесцентное датирование. В лаборатории ОСЛ ФГБУ ВСЕГЕИ для определения эквивалентной дозы использовался ТЛ/ОСЛ ридер Risø DA-20 C/D. Для датирования кварца и калиевого полевого шпата (КПШ) были использованы SAR [Murray et al., 2004] и post-IR IRSL [Thiel et al., 2011] протоколы соответственно. Измерение мощности поглощенной дозы осуществлялось с помощью низкофонового спектрометра гамма-излучения на основе кристалла из чистого германия CANBERRA BE3825.

Ниже подробно изложена методика люминесцентного датирования, выполненного в Институте прикладной геофизики ассоциации Лейбница LIAG (Ганновер, Германия). Определение эквивалентной дозы выполнялось по зернам КПШ на основе протокола post-IR IRSL [Thiel et al., 2011]. Люминесцентный сигнал измерялся с помощью автоматизированного Risø TL/OSL Reader. Мощ-



ность дозы была рассчитана, исходя из активности трех радиоактивных изотопов (^{238}U , ^{232}Th и ^{40}K), с поправкой на космическое излучение.

Подготовка образцов проводилась в лаборатории при освещении красными светодиодными лампами. Образцы были промыты на ситах, выделены предпочтительные гранулометрические фракции – 63–90 и 90–180 мкм. Полученный материал был последовательно обработан 10%-ным HCl для удаления карбонатов, 10%-ным H_2O_2 для удаления органического вещества и 4%-ным раствором оксалата натрия ($\text{Na}_2\text{C}_2\text{O}_4$) для лучшего диспергирования материала. Зерна КПШ выделялись при помощи плотностной сепарации в тяжелой жидкости SPT (Sodium polytungstate) с плотностными границами 2.53 и 2.58 г/см³.

Согласно post-IR IRSL протоколу, аликвоты с зернами КПШ подвергались предварительному нагреву до температуры 250°C. После нагрева аликвоты стимулировались инфракрасным излучением при 50°C на протяжении 200 с (сигнал IR50), а затем повторно подвергались стимуляции инфракрасным излучением при 225°C на протяжении 200 с (сигнал pIRIR225). Для подсчета эквивалентной дозы использовались данные повторного измерения люминесцентного сигнала.

Для коррекции аномального падения сигнала в полевых шпатах использовалась модель, предложенная в работе [Kars et al., 2008]. Для этого потребовались дополнительные измерения скорости падения сигнала – образец полностью обнулялся в солнечной ванне, где подвергался облучению светом и нагреву до температуры более 300 градусов. Затем этому образцу задавалась доза, близкая к его предполагаемому натуральному сигналу. После чего производилось последовательное измерение люминесцентного сигнала аликвот с определенной паузой для получения тренда падения сигнала. Подсчет корректировки осуществлялся с помощью пакета luminescence в программной среде R-studio.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Строение разреза

На основе полевого описания керна и результатов лабораторных анализов, детально разобранных в статье Е.А. Константинова и др. [2020], выполнено литостратиграфическое расчленение вскрытой бурением толщи. Сводная колонка ОТ представлена следующими подразделениями. Голоценовая почва (0.0–1.6 м) сменяется мощным

слоем однородной светло-палевой лессовидной супеси до глубины 18.4 м. Внутри этого слоя, по результатам литологических анализов, выделяются две слабовыраженные палеопочвы на глубинах 9.6–12.4 м (слой 3) и 15.7–17.5 м (слой 5). Их не удалось идентифицировать при визуальном описании керна. Этим палеопочвам соответствует более тяжелый (глинистый) механический состав, низкая карбонатность в верхней части профиля и, напротив, высокая – в основании профиля.

В интервале 18.4–22.7 м (слои 7–9) вскрыты две ярко выраженные палеопочвы, хорошо читаемые по пикам магнитной восприимчивости, а также по распределению органического вещества и карбонатов. Верхняя (18.4–19.5 м) представлена бурым гумусовым горизонтом и горизонтом V_{Ca} с невысоким содержанием рассеянных карбонатов (слой 7). Нижняя почва (20.5–22.7 м) имеет мощный (1.2 м) серо-бурый гумусовый горизонт и выраженный карбонатный горизонт V_{Ca} с рыхлыми карбонатными конкрециями (слой 9).

Возраст отложений

В ходе исследования была получена серия из 13 люминесцентных дат, представленных в табл. 2 и на рис. 2.

Результаты датирования в лаборатории ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург). Люминесцентное датирование (см. табл. 2) выполнено М.В. Ручкиным и И.В. Тимофеевой. Значение влажности принималось во всех образцах как 75% от полного влагонасыщения. Для двух верхних образцов (ОТ-1_5.8–6.1 и ОТ-1_10.0–10.3) даты получены по кварцу фракции 90–180 мкм по 11 и 9 аликвотам соответственно. Для двух нижних образцов (ОТ-2_2.0–2.3 и ОТ-2_4.7–5.0) даты были получены по КПШ фракции 63–90 мкм и 90–180 мкм соответственно – по трем аликвотам из каждого образца. Кварц в двух нижних образцах оказался перенасыщенным (эквивалентная доза >165 Гр и >105 Гр соответственно), что не позволило определить конечную дату.

Результаты датирования в лаборатории LIAG (Ганновер, Германия). Люминесцентное датирование выполнено членами авторского коллектива. Для измерения накопленной натуральной дозы были использованы зерна КПШ двух размерных фракций: образцы ОТ-1_0.5, ОТ-1_1.3–1.6, ОТ-1_8.8–9.1 были измерены по фракции 63–90 мкм, остальные измерялись по фракции 90–

Рис. 1. Расположение горных выработок.

а – обзорная карта (топографическая основа – цифровая модель рельефа SRTM); б – схема расположения участка ОТ по отношению к Скважине-1 (1986 г.) (топографическая основа – Open Topo Map); в – участок ОТ. Точками показаны пикеты съемки ГНСС ровером, стрелками – скважины (основа – космический снимок Google); г – профиль по линии ОТ-2–ОТ-1.

Таблица 2. Результаты люминесцентного датирования

№	Лабораторный номер	Номер пробы при отборе	Глубина, м	Минерал	Водонасыщенность, %	Размер зерен, мкм	Количество аликвот	U, ppm	Th, ppm	K, %	Мощность дозы, Гр/тыс. лет	Эквивалентная доза, Гр	Возраст, тыс. л.н. В скобках – после коррекции/ симуляции
1	LUM 4058	ОТ-1 0.5	0.5	Fs	20	63–90	10	2.47 ± 0.03	9.80 ± 0.08	1.92 ± 0.02	3.55 ± 0.20	16.01 ± 0.44	4.52 ± 0.12
2	LUM 4062	ОТ-1 1.3–1.6	1.3–1.6	Fs	20	63–90	10	2.58 ± 0.05	10.25 ± 0.10	1.87 ± 0.03	3.55 ± 0.20	52.87 ± 1.41	14.90 ± 0.39
3	LUM 4063	ОТ-1 2.8–3.1	2.8–3.1	Fs	20	90–180	10	3.02 ± 0.04	10.54 ± 0.10	1.95 ± 0.03	3.70 ± 0.20	68.24 ± 1.81	18.42 ± 0.49
4	LUM 4061	ОТ-1 4.3–4.6	4.3–4.6	Fs	20	90–180	10	2.79 ± 0.05	10.46 ± 0.10	1.89 ± 0.03	3.61 ± 0.20	84.08 ± 2.31	23.27 ± 0.64
5	LUM 4060	ОТ-1 7.3–7.6	7.3–7.6	Fs	20	90–180	12	2.67 ± 0.05	9.98 ± 0.11	1.92 ± 0.03	3.59 ± 0.20	103.91 ± 3.25	28.95 ± 0.90
6	LUM 4059	ОТ-1 8.8–9.1	8.8–9.1	Fs	20	63–90	11	2.62 ± 0.03	10.24 ± 0.08	1.87 ± 0.02	3.56 ± 0.20	109.75 ± 3.51	30.86 ± 0.98
7	LUM 4056	ОТ-2 3.1–3.4	19.2–19.5	Fs	20	90–180	10	2.87 ± 0.04	11.21 ± 0.10	2.14 ± 0.03	3.87 ± 0.20	256.74 ± 8.92	66.32 ± 2.30 (92.2 ± 7.2)
8	LUM 4055	ОТ-2 4.1–4.4	20.2–20.5	Fs	20	90–180	12	2.76 ± 0.05	11.04 ± 0.12	2.16 ± 0.03	3.86 ± 0.20	280.36 ± 10.05	72.64 ± 2.60 (101.0 ± 8.2)
9	LUM 4054	ОТ-2 6.8–7.1	22.9–23.2	Fs	20	90–180	12	2.58 ± 0.05	10.64 ± 0.11	1.95 ± 0.03	3.64 ± 0.20	330.85 ± 12.53	91.01 ± 3.44 (126.53 ± 10.79)
10	RGI-0183	ОТ-1 5.8–6.1	5.8–6.1	Q	75	90–180	11	5.6 ± 1.6	10.6 ± 0.3	2.3 ± 0.1	3.3 ± 0.2	41 ± 3	12 ± 1
11	RGI-0187	ОТ-1 10.0–10.3	10.0–10.3	Q	75	90–180	9	6.2 ± 1.8	11.6 ± 0.3	2.4 ± 0.1	3.5 ± 0.2	71 ± 5	20 ± 2
12	RGI-0189a	ОТ-2 2.0–2.3	18.1–18.4	Q	75	63–90	3	6.5 ± 1.8	12.3 ± 0.3	2.5 ± 0.1	4.3 ± 0.2	>165	–
	RGI-0189b	ОТ-2 2.0–2.3	18.1–18.4	Fs	75	63–90	3					411 ± 11	95 ± 5
13	RGI-0184a	ОТ-2 4.7–5.0	20.8–21.1	Q	75	90–180	3	7.7 ± 2.1	13.3 ± 0.4	2.9 ± 0.1	4.7 ± 0.3	>105	–
	RGI-0184b	ОТ-2 4.7–5.0	20.8–21.1	Fs	75	90–180	3					382 ± 9	82 ± 6

Примечание. Даты с индексом LUM сделаны в LIAG (Ганновер, Германия) коллективом авторов статьи; даты с индексом RGI – в лаборатории ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) сотрудниками лаборатории. Возраст, указанный в скобках у даты LUM 4054, получен в результате коррекции на аномальное падение сигнала полевого шпата. Возраст, указанный в скобках у дат LUM 4056 и LUM 4055, получен в результате симуляции.

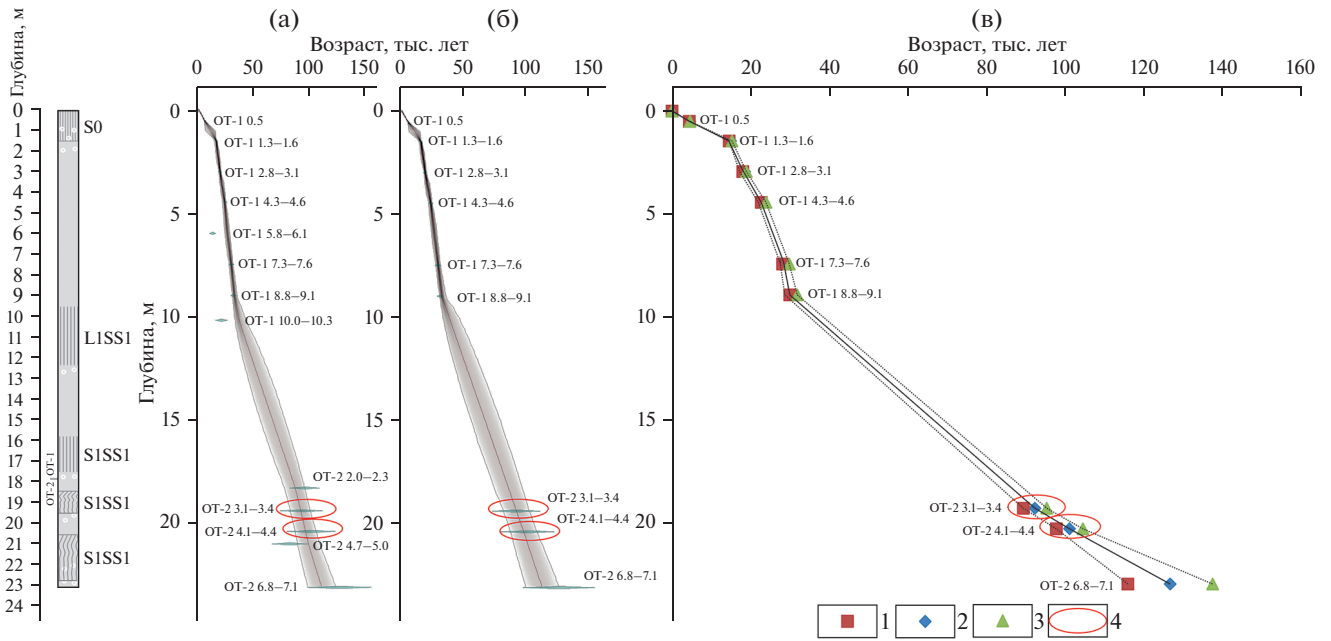


Рис. 3. Возрастные модели позднелейстоценовых лессов в колонке ОТ.
 а – байесовская модель, построенная в пакете Vascon по датам LIAG и VSEGEI; б – байесовская модель, построенная в пакете Vascon по датам LIAG; в – модель, построенная методом линейной интерполяции по датам LIAG.
 1 – нижняя граница доверительного интервала (1 сигма); 2 – среднее значение; 3 – верхняя граница доверительного интервала (1 сигма); 4 – симулированные даты.

коррекция была выполнена пока только для одного образца – ОТ-2_6.8–7.1. Скорректированный возраст вырос на 39% – с 91.0 ± 3.4 тыс. лет назад до 126.5 ± 10.8 тыс. лет назад. Для увеличения достоверности модели осадконакопления возраст двух вышележащих образцов LIAG (ОТ-2_3.1–3.4 и ОТ-2_4.1–4.4) был симулирован – пропорционально увеличен на 39% (рис. 3, красные овалы).

Образец ОТ-2_6.8–7.1 также прошел тест восстановленной дозы. Изначально аликвота два раза подвергалась облучению инфракрасным светом по 8 часов, между которыми была 30-минутная пауза. После этого образцам задавалась определенная доза, которая затем измерялась с помощью обычного post-IR IRSL протокола. Разница между заданной и измеренной дозой не превысила предельно допустимую (10%).

С учетом современных гидрогеологических условий, геоморфологического положения скважины и автоморфизма палеочув, нами принято водонасыщение 20% для всех образцов. Скорость накопления радиационной дозы по разрезу колеблется в диапазоне 3.5–3.8 Гр/тыс. лет, что говорит об относительной однородности состава исследуемого материала. В серии дат LIAG не наблюдается инверсий.

Возрастное моделирование. С помощью пакета Vascon в программной среде R-studio были построены возрастные модели байесовским мето-

дом (БМ, см. рис. 3) в двух вариантах: 1) с использованием всех дат; 2) с использованием дат, полученных в LIAG. Третий вариант возрастной модели был построен методом линейной интерполяции (МЛИ, рис. 4) – она учитывает только даты LIAG.

На рис. 3а видно, что даты VSEGEI по кварцу (глубины 5.8–6.1 и 10.0–10.3 м) значительно моложе близких по глубинам дат LIAG. Они были забракованы моделью Vascon. Даты VSEGEI с глубин 18.1–18.4 и 20.8–21.1 м имеют возрастную инверсию и также выбиваются из ряда полученных дат LIAG. Одной из причин таких расхождений может быть малое количество аликвот, по которым получены даты VSEGEI. Все это в совокупности дает нам основание считать даты VSEGEI недостаточно достоверными. Мы не учитываем их при дальнейших расчетах.

Темпы осадконакопления. На основе БМ и МЛИ были рассчитаны темпы вертикального прироста лессовой толщи. Для обеих моделей бралось среднее расчетное значение скоростей аккумуляции. Однако необходимо учитывать, что модальное значение для БМ в 1.5–2.0 раза ниже среднего значения (см. рис. 4). Наиболее низкие скорости аккумуляции отмечаются в голоцене – 9 см/тыс. лет по МЛИ и 15 см/тыс. лет по БМ (МИС 1). Наиболее высокие скорости по обеим моделям устанавливаются в интервале 25–30 тыс. лет назад – до 79 см/тыс. лет по МЛИ и до

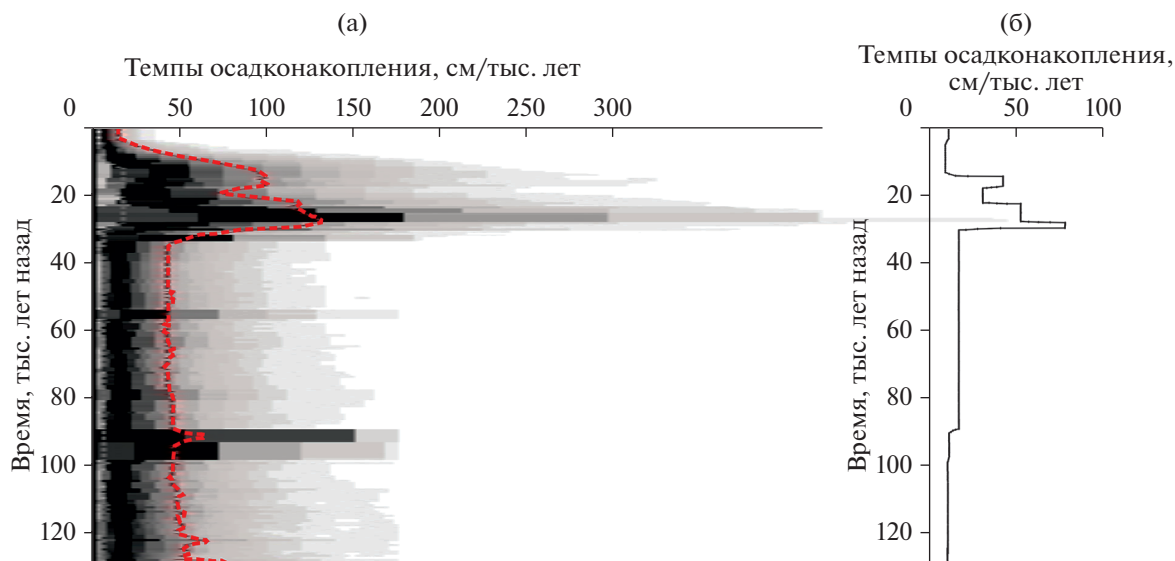


Рис. 4. Темпы осадконакопления позднплейстоценовых лессов в колонке ОТ.
а – рассчитано на основе байесовской возрастной модели по датам LIAG в пакете Bacon, красная пунктирная линия – среднее значение, интенсивность серого цвета – распределение плотности вероятности; б – рассчитано на основе линейной возрастной модели по датам LIAG, линия – среднее значение.

135 см/тыс. лет по БМ. В течение всего интервала МИС 2 темпы аккумуляции оставались высокими – не ниже 22 см/тыс. лет по МЛИ и не ниже 70 см/тыс. лет по БМ.

В интервале МИС 5b – МИС 3 ввиду недостатка дат мы можем лишь грубо оценить средние темпы аккумуляции для всего интервала (см. рис. 4) – 16 см/тыс. лет по МЛИ и 45 см/тыс. лет по БМ. Ниже, в интервале МИС 5e – МИС 5b наблюдается (см. рис. 4) расхождение по двум моделям: по БМ темпы аккумуляции лежат в диапазоне 45–65 см/тыс. лет, а согласно МЛИ темпы аккумуляции составляли 10–11 см/тыс. лет.

ОБСУЖДЕНИЕ

При сравнении возрастных моделей (см. рис. 3) видна высокая сходимость расчетного возраста границ стратиграфических подразделений вплоть до подошвы S1SS2 (см. табл. 2). Ниже наблюдается значительное расхождение: БМ существенно занижает возраст двух нижних палеопочв по сравнению с МЛИ. Это расхождение также отражается на расчетных значениях темпов осадконакопления (см. рис. 4). Скорости осадконакопления по БМ для МИС 5 неправдоподобно высоки. По аналогии с голоценом мы вправе ожидать в МИС 5 темпы аккумуляции на уровне 10–15 см/тыс. лет. Однако темпы в МИС 5 превышают 50 см/тыс. лет (среднее расчетное значение по БМ). Они практически достигают значений, рассчитанных для криохрона МИС 2, а также превосходят темпы аккумуляции для интервалов МИС 3 и МИС 4. Такие высокие значения темпов аккумуляции

внутри термохрона мы связываем с ошибками БМ в нижней части разреза, которые возникли из-за недостаточной обеспеченности датировками (см. рис. 4).

Возраст стратиграфических подразделений, рассчитанный по МЛИ, хорошо согласуется с возрастными границами МИС (табл. 3). Расчетные темпы аккумуляции по МЛИ лучше согласуются с результатами изучения, данных, полученных по стратиграфически близким (близким по возрасту и составу) колонкам лессово-почвенных серий. Так, расчетные темпы аккумуляции внутри последнего (микулинского) межледниковья оказались близкими к голоценовым, что логично, учитывая сходство межледниковых эпох. Таким образом, мы считаем МЛИ наиболее достоверной возрастной моделью для имеющегося набора дат.

Особенности строения и состава отложений, а также определения возраста, полученные на основе МЛИ (см. рис. 3в), позволяют предложить следующую хроностратиграфическую схему колонки ОТ¹:

S0 (0.0–1.6 м) – голоценовая почва, МИС 1, возраст подошвы – 15.3 (14.8–15.7)² тыс. лет назад. Для этого интервала отмечается пониженное содержание песка и закономерное распределение карбонатов по профилю – низкие значения в верхней части и высокие в основании.

¹ Подчеркиванием показаны названия палеопочв по схеме А.А. Величко и др. [2009, 2012, 2017].

² Возраст дан в формате “среднее (минимум–максимум)”.

Таблица 3. Возраст границ стратиграфических подразделений, рассчитанный по разным моделям осадконакопления

Слой	Глубина слоя, м	Возраст подошвы по байесовской модели, тыс. лет назад. Все даты	Возраст подошвы по байесовской модели, тыс. лет назад. Даты – LIAG	Возраст подошвы по линейной модели, тыс. лет назад. Даты – LIAG	Нижние границы МИС, тыс. лет назад [Lisiecki, Raymo, 2005]
S0	0.0–1.6	15.3 (13.9–16.4)	15.3 (13.9–16.4)	15.3 (14.8–15.7)	МИС 1 14
L1LL1	1.6–9.6	34.0 (31.0–38.5)	35.9 (32.0–42.2)	34.7 (33.3–36.0)	МИС 2 29
L1SS1	9.6–12.4	50.1 (41.2–60.8)	52.2 (42.8–63.5)	51.2 (48.2–54.3)	МИС 3 57
L1LL2	12.4–15.7	70.9 (59.9–81.5)	71.4 (59.8–83.6)	70.7 (65.7–75.7)	МИС 4 71
S1SS1	15.7–17.5	82.2 (71.6–91.7)	81.8 (70.0–93.6)	81.3 (75.2–87.4)	МИС 5a 82 – пик
S1LL1	17.5–18.4	87.4 (77.7–95.9)	87.0 (75.9–98.2)	86.6 (80.0–93.3)	МИС 5b 87 – пик
S1SS2	18.4–19.5	92.4 (82.8–101.2)	93.4 (82.5–104.0)	93.5 (86.2–100.9)	МИС 5c 96 – пик
S1LL2	19.5–20.5	96.8 (87.0–106.5)	99.3 (88.1–110.3)	102.4 (94.1–110.7)	МИС 5d 109 – пик
S1SS3	20.5–22.7	108.7 (96.6–121.2)	111.6 (98.3–125.0)	123.2 (112.8–133.7)	МИС 5e 130

Примечание. Возраст приведен в формате “среднее (минимальный–максимальный)”.

L1LL1 (1.6–9.6 м) – алтыново-деснинский лесс, МИС 2, возраст подошвы – 34.7 (33.3–36.0) тыс. лет назад. Экстремумы песка на глубинах 3.2 и 7.6 (19.2 ± 0.5 и 29.1 ± 0.9 тыс. лет назад соответственно) могут быть связаны с короткими периодами экстремальной аридизации климата и увеличения интенсивности эоловых процессов.

L1SS1 (9.6–12.4 м) – брянская почва, МИС 3, возраст подошвы – 51.2 (48.2–54.3) тыс. лет назад. Эфемерная почва выделяется по результатам лабораторных анализов. В данном слое наблюдается заметное снижение содержания карбонатов. Рост содержания карбонатов отмечается лишь в самом основании профиля, что характерно для семиаридных палеопочв [Величко и др., 2012]. Небольшой рост содержания органического вещества и увеличение процентного содержания глинистой фракции отмечаются на глубине 10.9–12.3 м. Вместе с этим, внутри интервала L1SS1 наблюдается узкий пик содержания песка (43%) на глубине 10.6 м (40.6 ± 1.9 тыс. лет назад). Все это указывает на сложную климатическую динамику внутри интервала L1SS1. Потепление первой половины интервала сменилось резким сильным похолоданием и аридизацией в середине, после чего климат вновь немного смягчился.

L1LL2 (12.4–18.4 м) – хотылевский лесс, МИС 4, возраст подошвы – 70.7 (65.7–75.7) тыс. лет назад. В пределах интервала наблюдается постепенное возрастание доли песка с глубиной, с максимумом в середине интервала и постепенным уменьшением его количества к основанию лессового горизонта. Отмечается низкое содержание органического вещества и высокое карбонатов, что типично для лессовых горизонтов, слабо проработанных почвообразованием.

S1SS1 (15.7–17.5 м) – не выделялась в схеме А.А. Величко, МИС 5a, возраст подошвы – 81.3 (75.2–87.4) тыс. лет назад. Эфемерная почва выделяется по росту значений магнитной восприимчивости, повышенному содержанию органического вещества и низкой карбонатности в верхней части профиля. В основании профиля наблюдается закономерный рост карбонатов. Прослеживается уменьшение содержания песка и рост доли глинистой фракции.

S1LL1 (17.5–18.4 м) – лесс над крутицкой почвой, МИС 5b, возраст подошвы – 86.6 (80.0–93.3) тыс. лет назад. Характеризуется высоким содержанием песка и карбонатов, при низких значениях магнитной восприимчивости и содержания органического вещества.

S1SS2 (18.4–19.5 м) – крутицкая почва, МИС 5с, возраст подошвы – 93.5 (86.2–100.9) тыс. лет назад. Отличается экстремально высокими значениями магнитной восприимчивости (до 0.75×10^{-3} СИ), высоким содержанием органического вещества и глинистой фракции в гумусовом горизонте. Карбонаты имеют характерное распределение с минимумом в гумусовом горизонте и максимумом в горизонте V_{Ca} .

S1LL2 (19.5–20.5) – севский лесс, МИС 5d, возраст подошвы – 102.4 (94.1–110.7) тыс. лет назад. Характеризуется высоким содержанием песка и карбонатов, при низких значениях магнитной восприимчивости и содержания органического вещества.

S1SS3 (20.5–22.7) – салынская почва, МИС 5е, возраст подошвы – 123.2 (112.8–133.7) тыс. лет назад. Имеет очень мощный (в 2–3 раза мощнее, чем в Приазовье) профиль, высокие значения магнитной восприимчивости, характерное распределение карбонатов и органического вещества по профилю, низкое содержание песка при высокой глинистости.

ЛПС колонки ОТ могут быть скоррелированы с ЛПС Скважины-1 (см. рис. 2). Согласно результатам литолого–педологического изучения керна Скважины-1 [Опорные ..., 2008; Ударцев и др., 1989; Вирина и др., 1990], пара ярко выраженных палеопочв расположена в интервале глубин 21.5–24.0 м под мощным валдайским лессом, что на 3 м глубже, чем нижняя пара палеопочв в колонке ОТ. Брянская почва выделяется на близких глубинах в обеих колонках. Палеопочвенная стратиграфия подкрепляется результатами измерения магнитной восприимчивости [Virina et al., 2000]. Мы можем наблюдать схожую структуру пиков магнитной восприимчивости в нижней части колонок – максимальные значения у почвы S1SS2 (крутицкая), значения у почвы S1SS3 (салынская) несколько ниже. Наблюдаются согласованные вариации гранулометрического состава, которые ярче всего проявляются в распределении песка по глубине (см. рис. 2). Высокое содержание песка характерно для лессовых горизонтов (L1LL1 и L1LL2), а низкое для почв – S0, S1SS1, S1SS3, одновременно в почвах заметно увеличивается содержание глинистой фракции. Сходную структуру имеют кривые ППП $\Delta 950$ в колонке ОТ и CO_2 в Скважине-1, которые отражают распределение карбонатов по глубине. Таким образом, у сравниваемых колонок, расположенных в относительной территориальной близости и в одинаковых геоморфологических условиях, наблюдается схожая педостратиграфия и согласованные вариации литологических характеристик. Все это указывает на очень высокую вероятность корреляции двух колонок. Небольшое расхождение по глубинам объясняется локальной неравномерностью осадконакопления.

Результаты люминесцентного датирования позволяют частично согласиться со стратиграфическими схемами В.П. Ударцева и др. [1989] и Б.Ф. Галая [1992], которые относят верхнюю часть (24 м) отказного разреза к верхнему неоплейстоцену и голоцену. Вместе с тем, полученные нами данные позволяют провести более детальное деление нижнего педокомплекса – в нем выделяются три фазы почвообразования. Это согласуется с предложенным ранее трехчленным делением педокомплекса S1 для лессов Предкавказья и Прикаспия [Mazneva et al., 2021; Makeev et al., 2021; Константинов и др., 2020]. Брянский горизонт, по нашим данным, имеет более высокую мощность (2.8 м) и более сложную структуру, чем представлялось ранее [Опорные ..., 2008; Ударцев и др., 1989].

В пределах центрального Предкавказья верхне-неоплейстоценовая ЛПС была изучена также в разрезе Буденновск [Галай, 1992; Шелкопляс и др., 1987], расположенном в 60 км к СЗ от Отказного. Результаты термолюминесцентного датирования и палеомагнитных исследований позволяют отнести верхние 33 м разреза к верхнему неоплейстоцену и голоцену [Шелкопляс и др., 1987]. В основании этой серии выделяется педокомплекс, относимый к микулинскому межледниковью [Опорные ..., 2008]. Механический состав ЛПС характеризуется высоким содержанием тонкопесчаной фракции – 25–50%. Таким образом, подтверждаются представления верхне-неоплейстоценовые и голоценовые плакорные лессы Терско-Кумской низменности отличаются высокой мощностью и высоким содержанием песка [Mazneva et al., 2021; Makeev et al., 2021; Константинов и др., 2020; Балаев, Царев, 1964; Галай, 1992]. Разрез Отказное имеет мало аналогов в Европе по мощности верхне-неоплейстоценовой и голоценовой ЛПС, он может претендовать на лидирующие позиции по этому показателю. Из центрально-европейских лессов с ним могут сравниться только разрезы Titel (20 м) и Mosorin (16 м) на севере Сербии [Markovic et al., 2007], а также Tyszowce (14 м) в Польше [Jary, 2013].

Полученные результаты показали, что ЛПС участка Отказное характеризуется полнотой строения и детальностью палеоклиматической записи. С помощью корреляции с МИС выявлена связь с глобальными климатическими изменениями. На глобальный тренд накладывается региональный сигнал, связанный, главным образом, с изменением гидротермических региональных климатических условий. Большая мощность ЛПС обеспечивает высокое временное разрешение палеореконструкций – значительно большее, чем в ЛПС Западного Предкавказья. Таким образом, разрез Отказное может быть предложен в качестве стратотипа верхнего неоплейстоцена юга европейской части России.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Мощность ЛПС верхнего неоплейстоцена и голоцена в районе села Отказное достигает 24 м, что делает этот разрез одним из наиболее подробных лессовых палеоархивов в Европе.

2. На основании педостратиграфии и вариаций литологических характеристик проведена корреляция ЛПС колонки ОТ (2017–2019 гг.) с ЛПС Скважины-1 (1986 г.). Установлено высокое сходство строения и литологического состава (вариации гранулометрического состава, содержания карбонатов и органики и магнитной восприимчивости) двух колонок.

3. Аккумуляция минеральной пыли протекала как в криохроны, так и в термохроны. В криохронные темпы аккумуляции были существенно выше (иногда в восемь раз). Минимальные темпы реконструированы для голоцена (9 см/тыс. лет) и микулинского межледникового (10 см/тыс. лет), а максимальные – для конца среднего–начала позднего валдая (79 см/тыс. лет).

4. Педокомплекс S1 (мезинский) отражает в своем строении три фазы почвообразования, соответствующие МИС 5a, МИС 5c и МИС 5e.

5. Возраст стратиграфических подразделений в колонке ОТ хорошо согласуется с возрастом морских изотопно-кислородных стадий: почва S0 – МИС 1; лесс L1LL1 – МИС 2; палеопочва L1SS1 – МИС 3; лесс L1LL2 – МИС 4; палеопочва S1SS1 – МИС 5a; лесс S1LL1 – МИС 5b; палеопочва S1SS2 – МИС 5c; лесс S1LL2 – МИС 5d; палеопочва S1SS3 – МИС 5e.

БЛАГОДАРНОСТИ

Коллектив авторов выражает благодарность Д.В. Баранову, Н.Т. Ткачу, В.С. Шишкину Е.А. Мазневой и Н.В. Карпухиной за неоценимую помощь в проведении полевых работ, а также К.Г. Филипповой, Д.Г. Сычевой – за помощь в оформлении статьи.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Люминесцентное датирование выполнено за счет средств гранта РНФ № 21-77-10104. Полевые исследования проведены в рамках гос. задания Института географии РАН АААА-А19-119021990092-1 (FMWS-2019-0008).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Балаев Л.Г., Царев П.В. Лёссовые породы Центрально-го и Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1964. 248 с.
 Болиховская Н.С. Эволюция лессово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ, 1995. 270 с.
 Болиховская Н.С., Маркова А.К., Фаустов С.С. Изменения ландшафтно-климатических условий в Терско-Кумской низменности в плейстоцене // Вестник МГУ. Серия 5. География. 2015. № 1. С. 55–70.

Величко А.А., Камто Н.Р., Тесаков А.С. и др. Особенности строения плейстоценовой лёссово-почвенной формации юга Русской равнины по материалам Восточного Приазовья // Докл. РАН. 2009. Т. 428. № 6. С. 815–819.

Величко А.А., Морозова Т.Д., Борисова О.К. и др. Становление зоны степей юга России (по материалам строения лёссово-почвенной формации Доно-Азовского региона) // Докл. РАН. 2012. Т. 445. № 4. С. 464–467.

Величко А.А., Янг Т., Алексеев А.О. и др. Сравнительный анализ изменений условий осадконакопления за последний межледниково-ледниковый макроцикл в лёссовых областях юга Восточно-Европейской равнины (Приазовье) и центрального Китая (Лёссовое плато) // Геоморфология. 2017. № 1. С. 3–18.

Вирина Е.И., Ударцев В.П. Палеомагнитная стратиграфия лёссово-почвенных отложений Предкавказья // Четвертичный период: Методы исследования, стратиграфия, экология // Тез. докл. IV Всесоюз. совещания. Таллинн, 1990. Т. 1. С. 19–20.

Галай Б.Ф. Литогенез и просадочность эоловых лессов (на примере Центрального Предкавказья) / Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1992. 39 с.

Константинов Е.А., Мазнева Е.А., Сычев Н.В. и др. Закономерности пространственной изменчивости позднеплейстоценовых и голоценовых лессов Предкавказья // География и природные ресурсы. 2020. № 3. С. 98–107.

Опорные инженерно-геологические разрезы лессовых пород Северной Евразии / Под ред. В.Т. Трофимова. М.: КДУ, 2008. 608 с.

Ударцев В.П., Болиховская Н.С., Вирина Е.И. Опорные разрезы, хроностратиграфия и палеогеография лёссовых толщ Предкавказской лёссовой области // Инженерная геология лёссовых пород // Тез. докл. Всесоюз. совещания. Кн. 2. Ростов-на-Дону, 1989. С. 102–103.

Шелкопяк В.Н., Куликова Л.С., Галай Б.Ф. Геохронология лессовых толщ Центрального Предкавказья по термолюминесцентным и палеомагнитным данным // Инженерно-геологические особенности цикличности лессов / Отв. ред. В.Т. Трофимов, Я.Е. Шаевич. М.: Наука, 1987. С. 109–114.

Astakhov V., Pestova L., Shkatova V. Loessoids of Russia: Varieties and distribution // Quat. Int. 2022. V. 620. P. 24–35. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.01.005>

Bolikhovskaya N.S., Faustov S.S., Markova A.K. Pleistocene climatic stratigraphy and environments of the Terek-Kuma Lowland (NW Caspian sea region) inferred from palynological, paleomagnetic and rodent records of the long Otkaznoye sediment sequence // Quat. Int. 2016. V. 409. P. 16–32. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.067>

Chen J., Yang T., Matishov G.G. et al. A luminescence dating study of loess deposits from the Beglitsa section in the Sea of Azov, Russia // Quat. Int. 2018a. V. 478. P. 27–37. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.11.017>

Chen J., Yang T., Matishov G.G. et al. Luminescence chronology and age model application for the upper part of the Chumbur-Kosa loess sequence in the Sea of Azov, Russia // J. Mt. Sci. 2018b. V. 15. № 3. P. 504–518. <https://doi.org/10.1007/s11629-017-4689-0>

Cohen K.M., Gibbard P.L. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, version 2019 Q1-500 // Quat. Int. 2019. V. 500. P. 20–31. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.03.009>

Haase D., Fink J., Haas G. et al. Loess in Europe – its spatial distribution based on a European Loess Map, scale

