

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ ПРИРОДЫ И ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ

УДК 551.89

DOI: 10.21782/GIPR0206-1619-2020-3(98-107)

Е.А. КОНСТАНТИНОВ, Е.А. МАЗНЕВА, Н.В. СЫЧЁВ, А.Л. ЗАХАРОВ, К.Г. ФИЛИППОВА

Институт географии РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., 29, стр. 4, Россия,
eakonst@igras.ru, elena.mazneva@igras.ru, nvsychev25@igras.ru, alzakharov@igras.ru, xenia.filippova@igras.ru

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ И ГОЛОЦЕНОВЫХ ЛЁССОВ ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Горными выработками было вскрыто строение покровного лёссового чехла на четырех ключевых участках, расположенных по профилю Восточное Приазовье – Терско-Кумская равнина. Для получения лёссовых палеоархивов максимальной сохранности разрезы и скважины закладывались на автономных позициях – участках субгоризонтальных плоских междуречий, лишенных следов водной эрозии. Стратиграфическое расчленение отложений производилось на основе корреляции с лёссово-почвенной схемой, разработанной коллективом под руководством А.А. Величко. Для 411 образцов выполнен комплекс лабораторных анализов: гранулометрический, потери при прокаливании, магнитная восприимчивость. Установлено закономерное уменьшение мощности лёссово-почвенной серии верхнего плейстоцена и голоцена с востока на запад, а также уменьшение крупности частиц в том же направлении. Полученные данные указывают на то, что источник лёссового материала расположен к востоку от лёссовых равнин Предкавказья – в пустынях Прикаспийской низменности и, вероятно, Средней Азии. А главное направление эолового переноса на всем протяжении позднего плейстоцена и голоцена – с востока на запад. На основании различий лёссовых и почвенных горизонтов по мощности и составу выявляется дифференциация в интенсивности эоловых процессов для криохронов и термохронов. В криохроны интенсивность была выше, в термохроны – ниже. Установлено, что лёссовые палеоархивы, расположенные на востоке Предкавказья, лучше отражают динамику климатических изменений в регионе, чем западные: выше временное разрешение и чувствительность (реакция) палеоиндикаторов на климатические флуктуации. Выявлено, что условия осадконакопления на западе Предкавказья были более стационарными (однородными) на всем протяжении позднего плейстоцена и голоцена по сравнению с востоком региона.

Ключевые слова: палеопочва, поздний плейстоцен, голоцен, эоловые процессы, гранулометрический состав, атмосферная циркуляция.

Е.А. KONSTANTINOV, Е.А. MAZNEVA, N.V. SYCHEV, A.L. ZAKHAROV, K.G. FILIPPOVA

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences,
119017, Moscow, Staromonetnyi per., 29, str. 4, Russia, eakonst@igras.ru, elena.mazneva@igras.ru,
nvsychev25@igras.ru, alzakharov@igras.ru, xenia.filippova@igras.ru

PATTERNS OF SPATIAL VARIABILITY IN LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE LOESSES OF CISCAUCASIA

Boreholes exposed the structure of the loess cover on four key sites along the line from the Eastern Azov region to the Terek-Kuma plain. In order to obtain the most preserved loess paleoarchives, the profiles and boreholes were established located at subhorizontal flat interflues unimpaired by modern and relict erosion. A stratigraphic subdivision of sediments was carried out on the basis of the loess-paleosol scheme developed under the direction of A.A. Velichko. A set of laboratory analyses of 411 samples was carried out: granulometric analysis, loss on ignition, and magnetic susceptibility. A gradual decrease in the thickness of the Upper Pleistocene and Holocene loess-paleosol sequence and particle size from east to west was determined. Data obtained indicate that the source of loess material is located east to Ciscaucasia – in the deserts of the Caspian lowland and, possibly, of Central Asia. The main direction of the aeolian transport during the Late Pleistocene and Holocene was from east to west.

The differences in thickness and grain size between the loess and paleosol horizons reveals a differentiation in the intensity of aeolian processes. The intensity was higher during cold stages and lower during warm stages. The loess paleo-archives located in the eastern Ciscaucasia have higher temporal resolution and more responsive paleoclimatic indicators than the western ones. They reflect regional climate changes better. In western Ciscaucasia, the sedimentation conditions were more constant throughout the Late Pleistocene and Holocene than in the east of the region.

Keywords: *paleosol, Late Pleistocene, Holocene, aeolian processes, grain size, atmospheric circulation.*

ВВЕДЕНИЕ

Основной источник информации для реконструкции палеогеографических обстановок плейстоцена и голоцена юга Восточно-Европейской равнины — это лёссово-почвенные серии (ЛПС). В Предкавказье находятся наиболее мощные (до 130–140 м) [1] и полные ЛПС Европы, возраст которых может превышать 1 млн лет. Несмотря на многолетнюю историю изучения ЛПС Предкавказья, до сих пор нет исчерпывающего объяснения природы столь высокой мощности. Также до конца не решены вопросы об источниках лёссового материала и главных направлениях эолового переноса для отдельных этапов четвертичного периода [2–6]. Во многом указанные проблемы были связаны с отсутствием обоснованной и общепринятой хроностратиграфической схемы ЛПС Предкавказья. Это обстоятельство препятствовало проведению надежных корреляций между разрезами и скважинами и не позволяло корректно увязывать стратиграфические построения с глобальными палеоклиматическими шкалами.

В последние годы было получено геохронологическое обоснование для верхнеплейстоценовой ЛПС Восточного Приазовья. Была выполнена серия ОСЛ и ^{14}C -датировок [7–9], которые подтвердили справедливость стратиграфической схемы, разработанной группой А.А. Величко [10] (рис. 1, а). Согласно этой схеме, ЛПС на плакорах обладают стратиграфической выдержанностью, а палеопочвы — устойчивостью свойств. Это позволяет распознавать последние в разрезах и скважинах по набору характерных морфологических признаков.

В настоящей работе предпринимается попытка применить вышеуказанную схему [10] для позднечетвертичной ЛПС Предкавказского региона в целом. Результаты изучения буровых кернов и естественных обнажений, расположенных по профилю Восточное Приазовье – Терско-Кумская равнина, позволили провести палеопочвенную корреляцию со схемой А.А. Величко [10] и построить субширотный разрез ЛПС. Выполнено определение механического состава отложений, магнитной восприимчивости, содержания органического вещества и карбонатов. Анализ изменчивости мощности и состава синхронных горизонтов вдоль субширотного разреза ЛПС позволил подойти к определению источников лёссового материала и реконструировать главные направления эолового переноса на территории Предкавказья в позднем плейстоцене и голоцене.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Полевые работы проводились в 2015–2018 гг. в рамках экспедиций лаборатории эволюционной географии Института географии РАН (Москва). Горными выработками было вскрыто строение лёссового чехла на четырех ключевых участках по линии субширотного профиля — от побережья Азовского моря до правобережья среднего течения р. Кумы (рис. 2; см. рис. 1, б): Чумбур-Коса (разрез СН-К: 46,96376° с. ш., 38,94774° в. д., $H_{\text{абс}} = 40$ м, Азово-Кубанская низменность); Ясинская (скважина YS-1: 46,37894° с. ш., 38,13761° в. д., $H_{\text{абс}} = 18$ м, Азово-Кубанская низменность); Сладкая Балка (скважина SB-1: 45,53210° с. ш., 41,45172° в. д., $H_{\text{абс}} = 154$ м, западный макросклон Ставропольской возвышенности); Отказное (скважины ОТ-1 и ОТ-2: 44,34696° с. ш., 43,87704° в. д. и 44,34641° с. ш., 43,87590° в. д., Терско-Кумская равнина, $H_{\text{абс}} = 234$ м и $H_{\text{абс}} = 219$ м).

С целью получения лёссовых архивов наибольшей сохранности горные выработки закладывались на автономных позициях — участках субгоризонтальных плоских междуречий, лишенных следов современной (оврагов, рытвин) и реликтовой (ложбин) линейной эрозии. Такой подход был направлен на минимизацию влияния размыва и/или склонового переотложения материала. На участке Отказное с целью увеличения суммарной глубины проходки было пробурено две скважины с перекрытием по глубинам: скважина ОТ-1 — на междуречье; скважина ОТ-2 — на балочном склоне.

Для образцов выполнен комплекс лабораторных анализов: гранулометрический, определение потерь при прокаливании, определение магнитной восприимчивости. В общей сложности проанализировано 411 образцов. Все анализы выполнены в лаборатории эволюционной географии ИГ РАН.

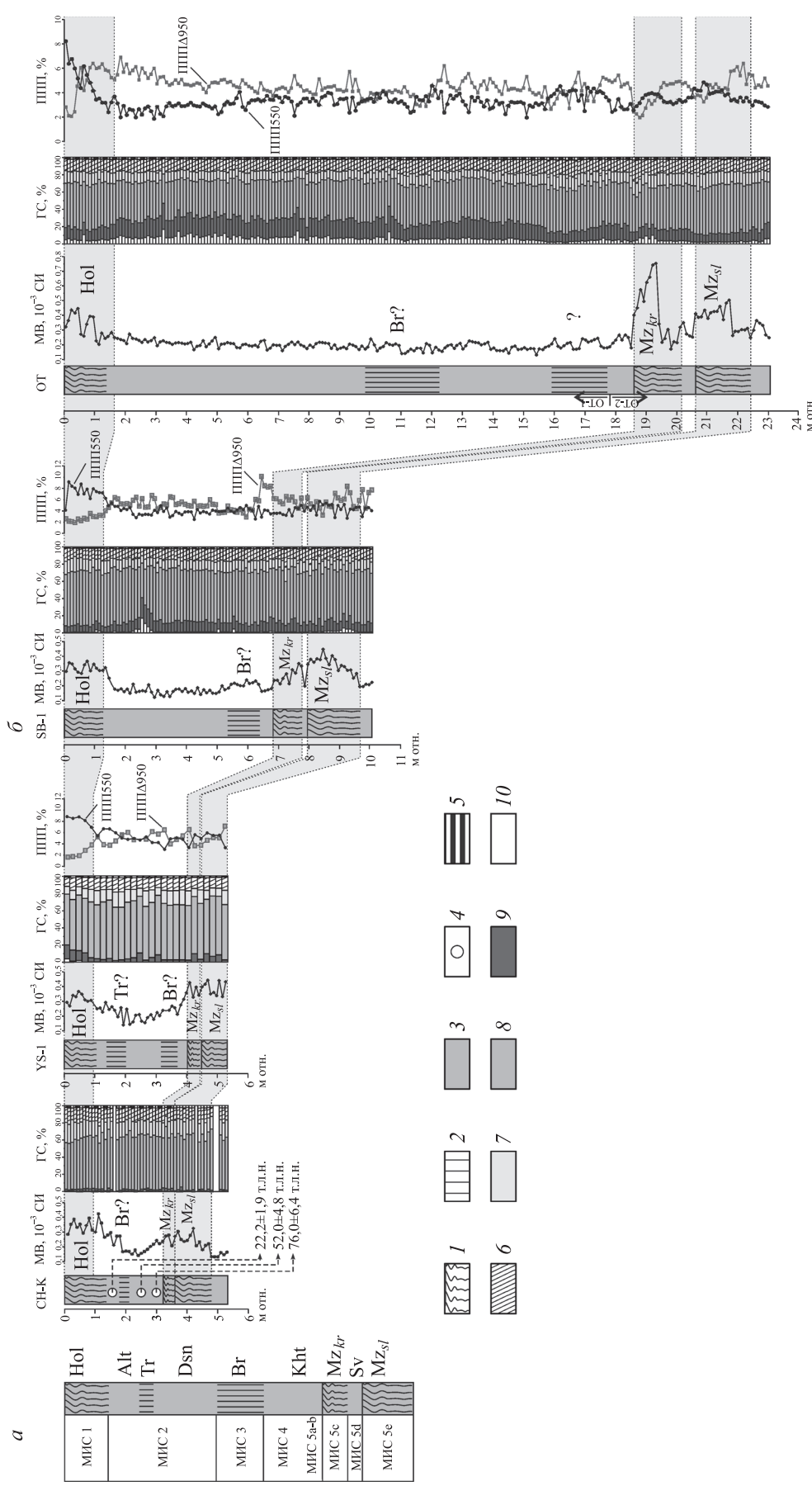
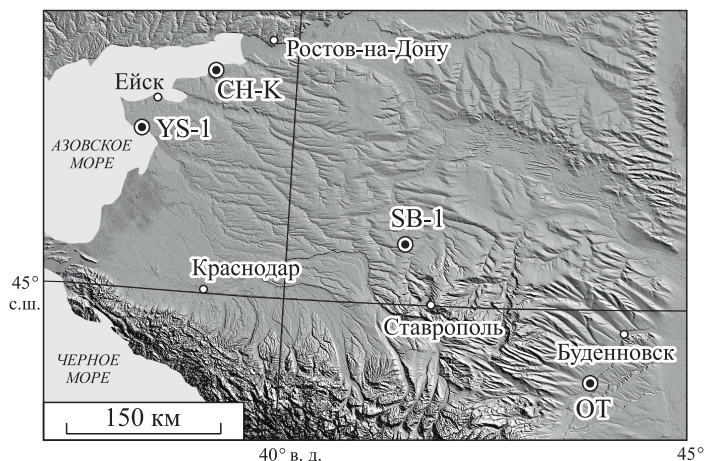


Рис. 1. Сводная стратиграфическая колонка лёссово-почвенной серии верхнего плейстоцена и голоцена юга Восточно-Европейской равнины (а) (по [10]), строение и вещественная характеристика изученных колонок лёссовых отложений (б).

Аналитические характеристики: MB — магнитная восприимчивость, ГС — гранулометрический состав, ППП — потери при прокаливании. Стратиграфические подразделения. Почвы: Mz_{kr} — салынская (ранняя фаза мезинского педокомплекса), Mz_{kr} — крутицкая (поздняя фаза мезинского педокомплекса), Br — брянская, Tr — трубчевская, Hol — голоценовая; лёссы: Sv — севский, Kht — хотылевский, Dsn — деснинский, Alt — алтыновский. Обозначения на колонках: 1 — полностью «зрелые» почвы, 2 — слаборазвитые почвы, 3 — лёсс, 4 — ОСЛ-даты. Гранулометрические фракции, мм: 5 — <0,001; 6 — 0,001–0,005; 7 — 0,005–0,01; 8 — 0,01–0,05; 9 — 0,05–0,1; 10 — 0,1–0,25.

Рис. 2. Расположение горных выработок (топографическая основа — модель SRTM).



Гранулометрический анализ выполнялся лазерно-дифрактометрическим методом на анализаторе размеров частиц Malvern Mastersizer 3000. Подготовка проб к анализу включала в себя последовательную обработку материала 10 % раствором соляной кислоты и 4 % раствором пиррофосфата натрия, после чего проводилось дополнительное диспергирование ультразвуком. Вычисление распределения частиц по размерным фракциям выполнялось на основе дифракционной модели Фраунгофера.

Определение потерь при прокаливании (ППП) проводилось с целью оценки содержания органического вещества и карбонатов в осадке. ППП 550 °С отражают содержание органического вещества, а разница ППП 950 °С – ППП 550 °С вес CO₂ из карбонатов. Образцы высушивались при 105, 550 и 950 °С. Потери веса определялись повторным взвешиванием на электронных весах. Результирующие значения вычислялись следующим образом:

$$\text{ППП } 550 = ((DW_{105} - DW_{550})/DW_{105}) \cdot 100; \text{ ППП } \Delta 950 = ((DW_{550} - DW_{950})/DW_{105}) \cdot 100,$$

где DW — сухая (далее — ППП $\Delta 950$) отвечает потерям.

Магнитная восприимчивость (МВ) широко применяется для диагностики палеопочвенных уровней в ЛПС. Этот показатель зависит от концентрации и формы нахождения магнитных минералов в осадке. В ЛПС высокие значения МВ характерны, как правило, для гумусовых горизонтов автоморфных палеопочв, что связано с изменением формы железосодержащих оксидов под действием педогенеза. Измерение МВ образцов производилось на каппаметре ZH instruments SM-30.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Стратиграфия лёссово-почвенной серии. *СН-К* и *YS-1*. Указанные горные выработки расположены в одном лёссовом страторайоне — Восточном Приазовье — и принципиально сходны по строению и мощности ЛПС (см. рис. 1, б). В разрезе *СН-К* в интервале глубин 3,25–4,8 (5,2) м вскрыт педокомплекс (ПК), определенный ранее [8, 11] как мезинский (МИС 5с–5е). В скважине *YS-1* сходный по строению ПК вскрыт на глубине 4–5,3 м. Мезинский ПК на этих участках не имеет выраженного пространственного разделения на две палеопочвы — крутицкую и салынскую, как это наблюдается в отдельных разрезах Приазовья [9]. Однако морфологические признаки позволяют дифференцировать две фазы наложенного почвообразования в строении ПК. Верхняя часть ПК (крутицкая фаза, МИС 5с) имеет бурый цвет и пронизана тонкими карбонатными и гипсовыми пленками и трубками, развитыми по порам и трещинам. Нижняя часть ПК (салынская фаза, МИС 5е) имеет более темный и мощный серовато-бурый гумусовый горизонт и выраженный В-карбонатный горизонт, насыщенный карбонатными конкрециями.

SB-1. В скважине (см. рис. 1, б) под палевым лёссовидным суглинком на глубине 5,3–6,3 м вскрыт интервал слабого побурения. Непосредственно под ним ниже выражен (6,3–6,9 м) светло-палевый интервал с повышенным содержанием рассеянных пылеватых карбонатов. Такая последовательность может отвечать почвенному профилю холодного сухостепного типа со слабо выраженным гумусово-аккумулятивным горизонтом. По своей стратиграфической позиции и почвенной морфологии этот уровень может быть предварительно определен нами как брянская почва (МИС 3). Ниже, в интервале 6,8–9,7 м, вскрыт хорошо выраженный педокомплекс, имеющий слабо заметную (по цвету) дву-членность в своем строении. Верхний уровень — бледно-бурый, нижний — темно-бурый. У нижней почвы в горизонте В встречены рыхлые карбонатные конкреции. На основании стратиграфической позиции и строения профиля данный ПК идентифицирован нами как мезинский (МИС 5с–5е).

ОТ. На участке Отказное под голоценовой почвой был вскрыт мощный слой практически однородной светло-палеовой лёссовидной супеси, который продолжается до глубины 18,6 м (см. рис. 1, б). В интервале глубин 18,6–22,4 м вскрыто две ярко выраженные палеопочвы. Верхняя почва (18,6–20,2 м) представлена мощным (~1 м) бурым гумусовым горизонтом и горизонтом В с невысоким содержанием рассеянных пылеватых карбонатов. Нижняя почва (20,7–22,4 м) имеет мощный (~1,2 м) серо-бурый гумусовый горизонт и выраженный карбонатный горизонт В с рыхлыми карбонатными конкрециями.

Опираясь на стратиграфическую схему, предложенную А.А. Величко с соавторами [12] для керна опорной скважины «Отказное-1»¹, мы можем предварительно идентифицировать вскрытые в колонке ОТ сближенные палеопочвы как две фазы мезинского ПК: салыньскую (нижняя — МИС 5е) и крутицкую (верхняя — МИС 5с). Слаборазвитые палеопочвы, которые расположены выше мезинского ПК (см. рис. 1, б), были выделены нами на основании результатов аналитических исследований.

Гранулометрический состав. СН-К. В отложениях преобладает фракция алеврита (0,005–0,05 мм), содержание которой изменяется от 64 до 84 %, среднее значение 79 % (см. рис. 1, б). Содержание пелитовой фракции (<0,005 мм) колеблется от 10 до 20 %, среднее значение 15 %. Совокупная доля песка, представленного в разрезе СН-К тонкой (0,05–0,1 мм) и мелкой (0,1–0,25 мм) фракциями, изменяется от 2 до 9 %, среднее значение 5 %. Медианный размер частиц колеблется от 0,014 до 0,022 мм, среднее значение 0,017 мм. По всей глубине разреза распределение фракций мономодальное с модой в крупном алеврите (рис. 3). В целом механический состав отложений довольно однороден

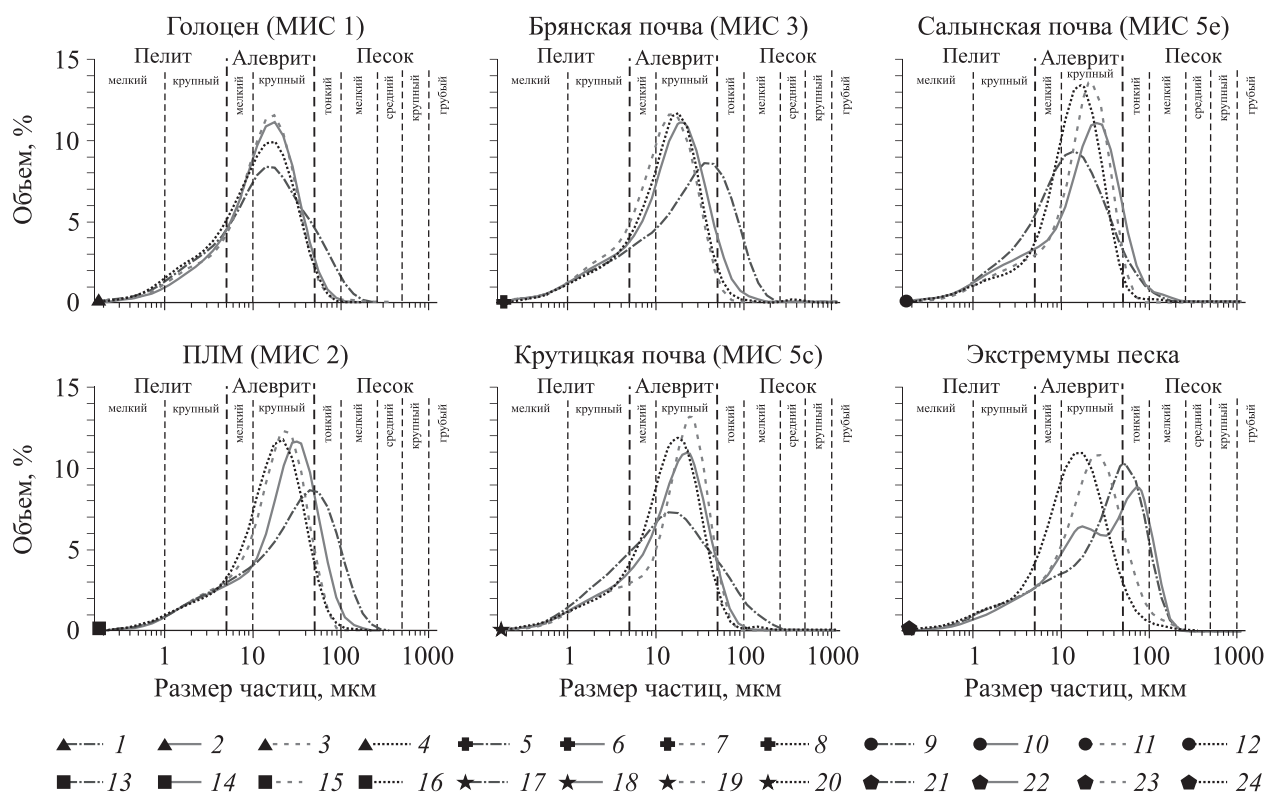


Рис. 3. Сопоставление кривых распределения гранулометрического состава по отдельным стратиграфическим подразделениям.

Кривые распределения гранулометрического состава: 1 — ОТ/0,8/17,2; 2 — SB-1/0,7/17,0; 3 — YS-1/0,8/16,6; 4 — СН-К/0,75/14,5; 5 — ОТ/10,25/29,0; 6 — SB-1/5,85/18,9; 7 — YS-1/3,45/14,8; 8 — СН-К/1,95/17,0; 9 — ОТ/21,05/14,9; 10 — SB-1/8,65/23,4; 11 — YS-1/4,85/21,7; 12 — СН-К/4,05/17,2; 13 — ОТ/7,1/28,5; 14 — SB-13,6/23,7; 15 — YS-1/1,4/18,1; 16 — СН-К/1,45/16,5; 17 — ОТ/19,35/16,4; 18 — SB-1/7,15/20,1; 19 — YS-1/4,25/23,4; 20 — СН-К/3,15/17,5; 21 — ОТ/10,65/42,0; 22 — SB-1/2,55/35,4; 23 — YS-1/0,05/25,9; 24 — СН-К/3,85/17,3. До косой черты — индекс колонки, после первой косой черты — глубина образца (в метрах), после второй косой черты — значение медианы (в микронах). ПЛМ — последний ледниковый максимум.

¹ Скважина пробурена в 1986 г. трестом «Ставрополь-ТИСИЗ». Существует также иная стратиграфическая интерпретация палеопочвенных уровней в опорной скважине «Отказное-1» [13].

по глубине разреза. Небольшой рост доли песка (до 5–9 %) приурочен к интервалам крутицкой почвы (МИС 5с), ранневалдайского лёсса (МИС 4), брянской почвы (МИС 3) и поздневалдайского лёсса (МИС 2). Рост содержания пелита и тонкого алеврита приурочен к почвенным уровням.

УС-1. В отложениях преобладает фракция алеврита, содержание которой изменяется от 68 до 80 %, среднее значение 78 % (см. рис. 1, б). Доля пелитовой фракции колеблется от 12 до 18 %, среднее значение 15 %. Совокупная доля песка, представленного в скважине УС-1 тонкой и мелкой фракциями, изменяется от 2 до 20 %, среднее значение 6 %. Максимальных значений доля песка достигает в интервалах 0,0–0,4 м (голоценовая почва, МИС 1), 2,4–3 м (деснинский лёсс, МИС 2), 4,2–5 м (мезинский ПК, МИС 5с–5е). Распределение пелитовой фракции равномерное по глубине. Медиана колеблется от 0,014 до 0,026 мм, среднее значение 0,018 мм. По всей глубине разреза гранулометрический состав характеризуется мономодальным распределением с модой в крупном алеврите (см. рис. 3).

СВ-1. В механическом составе осадка преобладает фракция алеврита, содержание которой изменяется от 49 до 78 %, среднее значение 72 % (см. рис. 1, б). Доля пелитовой фракции колеблется от 10 до 23 %, среднее значение 15 %. Наблюдается небольшой рост доли пелита в палеопочвах. Совокупная доля песка, представленного в скважине СВ-1 тонкой и мелкой фракциями, значительно изменяется — от 7 до 41 %, среднее значение — 13 %. Максимальных значений доля песка достигает в интервале глубин 2–3 м (деснинский лёсс, МИС 2). Медиана колеблется от 0,014 до 0,035 мм, среднее значение 0,021 мм. Характер распределения в основном мономодальный с модой в крупном алеврите. Однако в интервале глубин 2,5–2,9 м (деснинский лёсс, МИС 2) отмечается бимодальное распределение с модами в крупном алеврите и мелком песке (см. рис. 3).

ОТ. В отложениях преобладает фракция алеврита, содержание которой изменяется от 41 до 72 %, среднее значение 59 % (см. рис. 1, б). Доля пелитовой фракции колеблется от 12 до 30 %, среднее значение 17 %. Совокупная доля песка, представленного тонкой и мелкой фракциями, изменяется от 10 до 47 %, среднее значение 23 %. По разрезу выделяются единичные экстремумы песка на глубинах 3,2, 3,7 и 7,6 м (поздневалдайский лёсс, МИС 2–5б) и 10,6 м (брянская почва, МИС 3). В распределении песка внутри валдайского лёсса усматривается определенная ритмичность — плавные волнообразные изменения содержания песка по глубине. Содержание пелитовой фракции достигает максимальных значений в интервалах глубин: 11,1–11,9 м (брянская почва, МИС 3), 14,3–16,7 м (хотыльёвский лёсс, МИС 4–5б), 18,5–18,8 м (крутицкая почва, МИС 5с), 20,7–20,8 м (салынская почва, МИС 5е). Медиана колеблется от 0,011 до 0,046 мм, среднее значение 0,023 мм. Распределение по фракциям характеризуется мономодальностью с модой в крупном алеврите либо на границе крупного алеврита и тонкого песка (см. рис. 3).

Магнитная восприимчивость. *СН-К.* Значения МВ существенно изменяются по разрезу — от 0,142 до 0,424, при средних значениях $0,257 \cdot 10^{-3}$ СИ (см. рис. 1, б). Высокие значения приурочены к почвенным уровням, низкие — к лёссовым горизонтам. В голоценовой почве (МИС 1) наиболее высокие значения МВ: в среднем они составляют $0,340–0,350 \cdot 10^{-3}$ СИ, максимальное значение $0,424 \cdot 10^{-3}$ СИ на глубине 1,1 м. В нижележащем лёссовом горизонте значения МВ уменьшаются в среднем до $0,200 \cdot 10^{-3}$ СИ. Повышенные значения наблюдаются в мезинском ПК (МИС 5с–5е) — $0,280–0,300 \cdot 10^{-3}$ СИ.

УС-1. Значения МВ сходны с таковыми в разрезе СН-К. Они изменяются в пределах $0,133–0,452$ при среднем значении $0,282 \cdot 10^{-3}$ СИ (см. рис. 1, б). Высокие значения МВ также приурочены к почвенным горизонтам. Максимумы они достигают в мезинском ПК (МИС 5с–5е): $0,452 \cdot 10^{-3}$ СИ на глубине 8,4 м. Для голоценовой почвы (МИС 1) значения МВ в среднем составляют $0,300 \cdot 10^{-3}$ СИ, а для валдайского лёсса (МИС 2–5б) уменьшаются до $0,200–0,230 \cdot 10^{-3}$ СИ.

СВ-1. Показатель МВ изменяется в пределах $0,123–0,451$ при среднем $0,238 \cdot 10^{-3}$ СИ (см. рис. 1, б). Высокие значения МВ приурочены к почвенным уровням, и максимумы они достигают для мезинского ПК (МИС 5с–5е). Для голоценовой почвы (МИС 1) они в среднем составляют $0,320 \cdot 10^{-3}$ СИ. Для валдайского лёсса (МИС 2–5б) значения снижаются до $0,140–0,210 \cdot 10^{-3}$ СИ. Для брянской почвы (МИС 3) наблюдается небольшой рост — $0,190–0,240 \cdot 10^{-3}$ СИ. Для мезинского ПК средние значения существенно выше — $0,310$, а максимум ($0,451 \cdot 10^{-3}$ СИ) отмечается на глубине 8,4 м, что соответствует гумусовому горизонту салынской почвы (МИС 5е).

ОТ. Показатель МВ изменяется в пределах $0,130–0,761$, при среднем $0,241 \cdot 10^{-3}$ СИ (см. рис. 1, б). Для голоценовой почвы (МИС 1) он в среднем составляет $0,330 \cdot 10^{-3}$ СИ. Для валдайского лёсса (МИС 2–5б) значения сохраняются на стабильно низком уровне — $0,190–0,200 \cdot 10^{-3}$ СИ. Максимальные значения МВ приурочены к гумусовым горизонтам палеопочв мезинского ПК (МИС 5с–5е). Так, для крутицкой почвы (МИС 5с) на глубине 19,2 м зафиксирован абсолютный максимум — $0,761 \cdot 10^{-3}$ СИ.

В солянской почве (МИС 5е) максимальные значения несколько ниже — $0,509 \cdot 10^{-3}$ СИ. Для В-горизонтов палеопочв мезинского ПК наблюдается существенное снижение показателя МВ — $0,170-0,300 \cdot 10^{-3}$ СИ.

Потери при прокаливании. *YS-1.* ППП 550 изменяются в пределах от 3 до 8,9 % при среднем значении 5,6 % (см. рис. 1, б). Максимальные значения характерны для гумусового горизонта голоценовой почвы (МИС 1), минимальные — для нижней части валдайского лёсса (МИС 2–5б). Средние значения для последнего составляют 5 %, увеличенные отмечаются для трубчатой (МИС 2) и брянской (МИС 3) почв. Для мезинского ПК (МИС 5с–5е) ППП 550 варьируют от 3,3 (горизонт В) до 6 % (гумусовый горизонт).

ППП $\Delta 950$ изменяются в пределах 1,6–7,1 %, при среднем значении 4,6 %. Высокие значения ППП $\Delta 950$ характерны для горизонтов почв В (5–7,1 %), низкие — для гумусовых горизонтов (1,6–5,3 %). Для горизонта В современной почвы (МИС 1) ППП $\Delta 950$ достигает 5,3 %, а для горизонта В солянской почвы (МИС 5е) — 7,1 %.

SB-1. ППП 550 изменяются в интервале 2,5–9,1 % при среднем значении 4,5 % (см. рис. 1, б). Максимальные значения характерны для голоценовой почвы (МИС 1), минимальные — для валдайского лёсса (МИС 2–5б). Средние значения для валдайского лёсса составляют 3,9 %. Для мезинского ПК (МИС 5с–5е) значения ППП 550 варьируют от 3,2 до 5,7 %, что несколько превышает фоновые показатели.

ППП $\Delta 950$ изменяются в пределах от 1,9 до 10,1 % при среднем 5,1 %. Высокие значения ППП $\Delta 950$ характерны для горизонтов В почв. В нижней части голоценовой почвы ППП $\Delta 950$ достигают 6,4 %. Для валдайского лёсса характерны незначительные вариации в интервале 3–6,5 %. Максимальные значения ППП $\Delta 950$ наблюдаются для горизонта В брянской почвы (МИС 3), достигая 10,1 %. Высокие значения (до 8,4 %) приурочены также к горизонту В солянской почвы (МИС 5е).

OT. ППП 550 изменяются в интервале 1,8–8,2 % при среднем значении 3,4 % (см. рис. 1, б). Максимальные значения характерны для голоценовой почвы (0 м) (МИС 1), минимальные — для верхней части валдайского лёсса (2,9 м) (МИС 2–5б). Для валдайского лёсса в целом характерен невысокий разброс значений ППП 550 — от 1,8 до 4,5 %. Однако выделяется интервал 15,8–17,7 м со значениями ППП 550 несколько выше среднего (3,5–4,5 %), что может говорить о наличии здесь палеопочвы. По рисунку кривой ясно читаются два уровня (18,7–19,5 и 20,5–21,5 м) со значениями ППП 550 выше фоновых. Эти уровни соответствуют гумусовым горизонтам крутицкой и солянской фаз мезинского ПК (МИС 5с–5е).

ППП $\Delta 950$ изменяются в пределах от 1,9 до 6,9 % при среднем 4,4 %. Высокие значения ППП $\Delta 950$ характерны для горизонтов почв В: для голоценовой (МИС 1) — до 6 %, для крутицкой (МИС 5с) — до 4,8 %, для солянской (МИС 5е) — до 6,3 %. Для лёссовых горизонтов значения ППП $\Delta 950$ в среднем составляют 4,4 %. Повышенные значения также наблюдаются в интервале 17,5–18,5 м, что указывает на наличие горизонта В палеопочвы, не выявленной при визуальном-морфологическом описании зерна.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

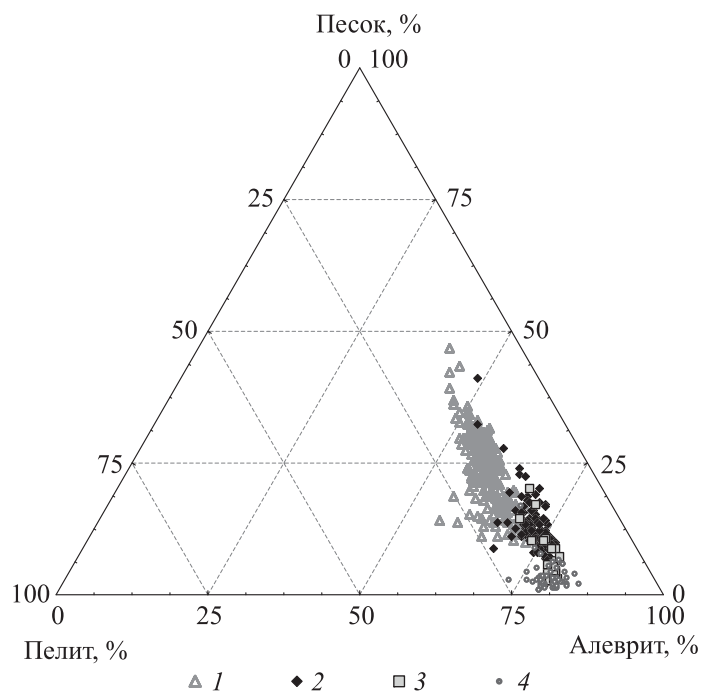
При анализе полученных результатов выявляется четкий тренд к снижению мощности верхнеплейстоцен-голоценовой ЛПС и уменьшению среднего размера частиц по направлению с юго-востока на северо-запад. Так, суммарная мощность отложений верхнего плейстоцена и голоцена на участке OT составляет 22,4 м, SB-1 — 9,7, YS-1 — 5,3, СН-К — 4,8 м. Причем падение мощности происходит нелинейно, темпы падения снижаются на северо-запад по мере удаления от участка OT. Среднее содержание песчаной фракции уменьшается в том же направлении (рис. 4): OT — 23 %, SB-1 — 13, YS-1 — 6, СН-К — 5 %. При относительном постоянстве доли пелитовой фракции среднее содержание алевролита, напротив, возрастает с юго-востока на северо-запад: OT — 59 %, SB-1 — 72, YS-1 — 78, СН-К — 79 %.

Аналогичные закономерности, показывающие связь мощности и механического состава лёсса от удаленности источника, были впервые выявлены в США в штате Иллинойс [14]. Целый ряд исследований лёссов Северной Америки [15–18] использовал такой подход при реконструкции атмосферной циркуляции. Справедливость этого подхода была также показана для китайского Лёссового плато [19, 20] и лёссов Западной Европы [4, 21].

Таким образом, основной источник золы пыли, слагающей лёссы Предкавказья, локализован на востоке, где расположены песчаные массивы Прикаспийской низменности и Средней Азии. До-

Рис. 4. Треугольная диаграмма изменчивости гранулометрического состава для исследованных образцов (сгруппировано по ключевым участкам).

Скважины: 1 — ОТ, 2 — SB-1, 3 — YS-1, 4 — СН-К.



минирующее направление потока аэрозолей в позднем плейстоцене и голоцене: восток–запад. К схожим выводам ранее приходили Л.Г. Балаев [2] и Б.А. Федорович [3]. Они опирались на закономерности пространственного распределения минералов тяжелой фракции в лёссах [2], а также на данные наблюдений за современными эоловыми процессами [3] в пустынях Средней Азии и в Предкавказье.

Современные данные метеостанций центрального и восточного Предкавказья показывают преобладание восточных ветров в зимнее время года, а западных — в летнее. Как было показано А.Н. Сажиным с соавторами [5, 6], «наиболее сильные ветры в регионе отмечаются в конце зимы и в ранневесенний период, когда скорость восточного ветра достигает штормовой и ураганной силы (29–34 м/с и более)» [5, с. 12].

В настоящее время активно развиваются дистанционные методы отслеживания траекторий потоков аэрозолей. Так, в работе [22] были исследованы ледовые керны с Эльбруса, содержащие прослой пыли со средним размером частиц 5–10 мкм. Авторам на основании анализа спектрозональных космических снимков удалось установить точное время и местоположение пыльных бурь, ставших источником материала (Северная Сахара и Северная Месопотамия), а также траекторию переноса пыли. Этот пример показывает, что на территорию Северокавказского региона пыль может также поступать из весьма отдаленных источников с запада и юго-запада. Однако механический состав лёссов Предкавказья (с существенным преобладанием частиц крупнее 10 мкм) указывает на то, что в балансе наносов на протяжении позднего плейстоцена и голоцена доминировал восточный компонент, приносящий алевритопесчаный материал из пустынь Прикаспийской низменности.

Интенсивность поступления наносов на отдельных этапах позднего плейстоцена и голоцена была различной. На это указывают различия в мощности и составе горизонтов лёссов и почв. Так, криохронам отвечают горизонты относительно мощных лёссов, в которых, как правило, повышено содержание песка. Термохронам же соответствуют менее мощные уровни почв, в которых снижена доля песка. Причем эти различия между почвами и лёссами нарастают с запада на восток, что характеризует обстановку осадконакопления на востоке региона как в целом менее стабильную. Вместе с тем это показывает более высокую палеоклиматическую информативность лёссово-почвенных архивов на востоке Предкавказья.

Увеличение интенсивности эоловых процессов в криохроны, вероятно, было вызвано общей аридизацией климата, а также снижением роли западного переноса при росте активности Азиатского антициклона, обеспечивающего устойчивые и сильные восточные ветры. Рост темпов лёссовой аккумуляции на отдельных этапах мог быть также связан с регрессиями уровня Каспия, когда высвобождались огромные массивы незакрепленного песчано-глинистого субстрата, легкодоступного для дефляции. Одним из косвенных индикаторов влияния трансгрессивно-регрессивных циклов Каспия на баланс лёссонакопления в Предкавказье может служить график изменения содержания песчаной фракции в колонке ОТ. Участок Отказное расположен менее чем в 100 км от Прикаспийской низменности, и здесь могло проявиться климатическое влияние древних морских бассейнов. На диаграмме гранулометрического состава (см. рис. 1, б) наблюдаются плавные волнообразные изменения доли песка, отражающие некие циклически повторяющиеся явления. При этом на других рассмотренных нами участках таких особенностей не выявляется.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам исследования сделан вывод, что основным источником эоловой пыли, поступающей на территорию Предкавказья, расположен на востоке — в пустынях Прикаспийской низменности и, вероятно, Средней Азии. Направление приземного потока аэрозолей «восток–запад» доминировало на протяжении всего позднего плейстоцена и голоцена. Второстепенный источник эоловой пыли — дальний перенос, поставляющий тонкий материал (пелит и тонкий алевроит) с запада и юго-запада.

Также было выявлено, что интенсивность эолового потока минеральной пыли различалась в криохроны и термохроны: в криохроны — выше, в термохроны — ниже. Это может объясняться влиянием ряда факторов: усилением интенсивности и среднегодовой продолжительности восточных ветров во время криохронов, что было обусловлено ростом влияния Азиатского антициклона; аридизацией климата в криохроны; обнажением обширных территорий бывшего морского дна с незакрепленным субстратом, легкодоступным для дефляции, что было вызвано регрессиями Каспийского моря на отдельных этапах валдайской ледниковой эпохи.

Лёссовые палеоархивы, расположенные на востоке Предкавказья (например, Отказное), лучше отражают динамику климатических изменений в регионе, чем западные: выше временное разрешение, выше чувствительность (реакция) палеоиндикаторов на климатические флуктуации. Это выражается в высокой амплитуде колебания механического состава, магнитной восприимчивости, содержания органического вещества и карбонатов.

Условия осадконакопления на западе Предкавказья были более стационарные (однородные) на всем протяжении позднего плейстоцена и голоцена по сравнению с востоком региона.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (18–35–00686) и в рамках темы ГЗ Института географии РАН № 0127–2019–0008 (AAAA–A19–119021990092–1).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лёссовый покров Земли и его свойства / Под ред. В.Т. Трофимова. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. — 464 с.
2. Балаев Л.Г., Царёв П.В. Лёссовые породы центрального и восточного Предкавказья. — М.: Наука, 1964. — 248 с.
3. Федорович Б.А. Вопросы происхождения лёсса в связи с условиями его распространения в Евразии // Труды Ин-та географии АН СССР, 1960. — Т. 80. — С. 96–117.
4. Rozyski S.Z. Loess and Loess-Like Deposits. — Wroclaw: Ossolineum-Polish Academy of Sciences, 1991. — 187 p.
5. Сажин А.Н., Васильев Ю.И., Чичагов В.П., Ларионов Г.А. Современный климат Евразии // Геоморфология. — 2012. — № 3. — С. 10–20.
6. Сажин А.Н., Васильев Ю.И., Чичагов В.П., Ларионов Г.А. Эоловый морфогенез и современный климат Евразии // Геоморфология. — 2013. — № 2. — С. 2–15.
7. Chen J., Yang T., Matishov G.G., Velichko A.A., Zeng B., He Y., Shi P., Fan Z., Titov V.V., Borisova O.K., Timireva S.N., Konstantinov E.A., Kononov Y.M., Kurbanov R.N., Panin P.G., Chubarov I.G. A luminescence dating study of loess deposits from the Beglitsa section in the Sea of Azov, Russia // Quaternary International. — 2018. — N 478. — P. 27–37.
8. Chen J., Yang T.-B., Matishov G.G., Velichko A.A., Zeng B., He Y., Shi P.-H. Luminescence chronology and age model application for the upper part of the Chumbur-Kosa loess sequence in the Sea of Azov, Russia // Journ. of Mountain Science. — 2018. — N 15. — P. 504–518.
9. Величко А.А., Янг Т., Алексеев А.О., Борисова О.К., Калинин П.И., Конищев В.Н., Кононов Ю.М., Константинов Е.А., Курбанов Р.Н., Панин П.Г., Рогов В.В., Сарана В.А., Тимирева С.Н., Чубаров И.Г. 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.
10. Величко А.А., Морозова Т.Д. Основные черты почвообразования в плейстоцене на Восточно-Европейской равнине и их палеогеографическая интерпретация // Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв. — М.: ГЕОС, 2015. — С. 321–337.
11. Panin P.G., Timireva S.N., Morozova T.D., Kononov Yu.M., Velichko A.A. Morphology and micromorphology of the loess–paleosol sequences in the south of the East European plain (MIS 1–MIS 17) // Catena. — 2018. — Vol. 168. — P. 79–101.
12. Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Ударцев В.П., Цацкин А.И. Проблемы хроностратиграфии и корреляции лёссово-почвенной формации Русской равнины // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. — М.: Изд-во Ин-та географии РАН, 1992. — С. 5–19.

13. **Болховская Н.С.** Эволюция лёссово-почвенной формации Северной Евразии. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. — 270 с.
14. **Smith G.D.** Illinois loess — Variations in its properties and distribution // III. Agr. Exp. Sta. Bull. — 1942. — N 490. — P. 139–184.
15. **Mason J.A.** Transport direction of Peoria loess in Nebraska and implications for loess sources on the central Great Plains // Quaternary Research. — 2001. — Vol. 56. — P. 79–86.
16. **Muhs D.R., Ager T.A., Bettis E.A., McGeehin J., Been J.M., Beget J.E., Pavich M.J., Stafford Jr.T.W., Stevens D.A.S.P.** Stratigraphy and palaeoclimatic significance of Late Quaternary loess-palaeosol sequences of the Last Interglacial — Glacial cycle in central Alaska // Quaternary Science Reviews. 2003. — Vol. 22, N 18–19. — P. 1947–1986.
17. **Bettis E.A., Muhs D.R., Roberts H.M., Wintle A.G.** Last Glacial loess in the conterminous USA // Quaternary Science Reviews. — 2003. — Vol. 22. — P. 1907–1946.
18. **Lewis G.C., Fosberg M.A., McDole R.E., Chugg J.C.** Distribution and some properties of loess in south-central and south-eastern Idaho // Soil Science Society of America Proceedings. — 1975. — Vol. 39. — P. 1165–1168.
19. **Porter C.** Chinese loess record of monsoon climate during the last glacial-interglacial cycle // Earth-Science Review. 2001. — Vol. 54, N 1–3. — P. 115–128.
20. **Liu D.S.** Loess and Environment. — Beijing: Science Press, 1985. — P. 228–250.
21. **Rousseau D.-D., Chauvel C., Sima A., Hatté C., Lagroix F., Antoine P., Balkanski Y., Fuchs M., Mellett C., Kageyama M., Ramstein G., Lang A.** European glacial dust deposits: Geochemical constraints on atmospheric dust cycle modeling // Geophys. Res. Lett. — 2014. — Vol. 41, N 21. — P. 7666–7674.
22. **Kutuzov S., Shahgedanova M., Mikhaleiko V., Ginot P., Lavrentiev I., Kemp S.** High-resolution provenance of desert dust deposited on Mt. Elbrus, Caucasus in 2009–2012 using snow pit and firn core records // Cryosphere. — 2013. — N 7. — P. 1481–1498.

Поступила в работу 26.03.2019

После доработки 08.08.2019

Принята к публикации 24.03.2020