

УДК 551.79,551.89

СТРУКТУРА ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО КЛИМАТИЧЕСКОГО РИТМА НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ДЕТАЛЬНОГО ПОЧВЕННО-СЕДИМЕНТАЦИОННОГО АРХИВА ВНЕЛЕДНИКОВОЙ ОБЛАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ (АЛЕКСАНДРОВСКИЙ КАРЬЕР)

© 2021 г. С. А. Сычева¹, *, О. С. Хохлова², П. Р. Пушкина¹

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

²Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пущино, Россия

*e-mail: sychevasa@mail.ru

Поступила в редакцию 21.01.2020 г.

После доработки 21.10.2020 г.

Принята к публикации 19.11.2020 г.

Представлены результаты исследования по стратиграфии и хронологии позднего плейстоцена, полученные на основе как ОСЛ-, так и ¹⁴C-датирования палеопочв и отложений в Александровском карьере, расположенном на Среднерусской возвышенности. Приуроченность этого разреза к заполнению палеобалки способствовала отражению в его слоях многократного чередования этапов почвообразования, криогенеза и седиментации в позднем плейстоцене. Изученная последовательность лёссов и палеопочв является одним из наиболее подробных почвенно-осадочных наземных архивов в Восточной Европе благодаря своему специфическому геоморфологическому положению. Здесь отражены климатические изменения от микулинского межледникового (МИС 5e) до голоцена (МИС 1). В основании палеодепрессии залегает рышковский педолитокомплекс (МИС 5e, 127–117 тыс. лет), педогенетические стадии которого чрезвычайно детализированы. Первое ранневалдайское похолодание, которое отражает сеймский слой, имеет возраст по ОСЛ 115 тыс. лет. В ранневалдайское время (МИС 5c и МИС 5a) были сформированы две интерстадиальные палеопочвы: кукуевская и стрелецкая. Разделяющий их млодательский лёсс имеет возраст по ОСЛ 91 тыс. лет. Средний валдай представлен двумя главными интерстадиальными палеопочвами: александровской (53 тыс. лет по ¹⁴C) и брянской (33 тыс. лет по ¹⁴C). В заполнении поздневалдайских деллей обнаружены зоогенно переработанные позднеледниковые суглинки, образованные в потепления бёллинг и аллерёд. Представленная хроностратиграфическая схема сопоставлена с аналогичными, полученными для других лёссово-почвенных архивов Восточной, Центральной и Западной Европы.

Ключевые слова: поздний плейстоцен, палеодепрессия, детальная педостратиграфия, ОСЛ- и ¹⁴C-датирование, центр Русской равнины

DOI: 10.31857/S0869592X2103008X

ВВЕДЕНИЕ

С развитием различных методов абсолютного датирования все большее внимание уделяется не только детализации ландшафтно-климатических событий в прошлом, поиску подробных геологических архивов в океанах и на суше, но и их все более точной хронологии. Одними из лучших архивов подробных геологических записей, позволяющих создать высокоразрешающую хроностратиграфию, являются лёссово-почвенные разрезы, расположенные в аридных, а также в прежних перигляциальных областях планеты (Раеpe et al., 1990; Pecsí, 1992; Frechen et al., 1999b; Antoine et al., 2001; Величко, Морозова, 2009). Результаты подобных исследований служат основой для построения ре-

гиональных стратиграфических схем, создания событийной картины изменения природы, а также необходимы для реконструкции генезиса почв, ландшафтов и климата прошлого. Палеопочвы отражают ландшафтно-климатические условия теплых эпох: межледниковий, интерстадиалов и более коротких благоприятных для почвообразования интервалов. Лёссы и другие отложения, особенно с криогенными признаками, фиксируют условия криохронов, оледенений и других холодных эпох. Сопоставление датированных почвенно-лёссовых серий с морскими изотопными стадиями (МИС) предоставляет возможность не только коррелировать строение этих серий для различных локальных и региональных территорий, но и реконструировать

глобальные климатические изменения (Haesaerts, Mestdagh, 2000; Kukla et al., 2002; Van Andel, 2002; Bronger, 2003; Bronger, Smolíková, 2019; Rousseau et al., 2013).

К настоящему времени установлено, что ранний валдай, или вюрм, сопоставляемый с МИС 5d–5a и МИС 4 (115–64 тыс. лет назад), и средний валдай (64–24 тыс. лет назад), коррелируемый с МИС 3, были сложно структурированными интервалами последнего ледниково-межледникового ритма (Antoine et al., 1999, 2001; Bibus, 1999; Frechen et al., 1999a, 1999b; Terhorst et al., 2001). Неоднократная смена потеплений и похолоданий наиболее четко устанавливается в строении верхнеплейстоценовых отложений ледниковых районов (Заррина, 1997; Арсланов, 1987; Величко и др., 2017). В перигляциальной области Восточно-Европейской равнины она не выявлялась так детально из-за преобладающего изучения строения “сжатых” лёссово-почвенных разрезов плакоров (Величко и др., 1997; Velichko et al., 2006; Little et al., 2002). В схеме А.А. Величко, разработанной с соавторами для лёссово-почвенных разрезов позднего плейстоцена Восточно-Европейской равнины, ставшей классической и практически не меняющейся с 1975 г., выделяются всего три-четыре геосоли: мезинский комплекс (салынская и крутицкая почвы), брянская и трубчевская палеопочвы (Величко и др., 1997; Velichko et al., 2006; Величко, Морозова, 2009).

В микулинское (эемское) межледниковье формировалась салынская лесная почва (псевдоподзолистая, лёссовированная) (Морозова, 1981), в ранневалдайский интерстадиал – крутицкая черноземовидная. Они вместе с севским лёссом, полностью переработанным крутицким почвообразованием, образуют единый лёссово-почвенный комплекс – мезинский, сопоставляемый авторами со всей МИС 5. По последним представлениям А.А. Величко, средневалдайский мегаинтерстадиал отражает одна брянская почва (МИС 3) (Величко, Морозова, 2009). Трубчевская инициальная почва фиксирует кратковременное потепление в поздневалдайское время (МИС 2) и вряд ли может быть устойчивым стратиграфическим репером, то есть геосолю. В ряде разрезов Окско-Донской низменности брянская почва наложена на мезинский комплекс и образует с ним единый позднеплейстоценовый почвенный комплекс (Сычева, 1985).

Полнота лёссово-почвенных разрезов во многом зависит не только от преимущественного направления ветров в криохроны, но и, прежде всего, от положения разрезов в современном рельефе и в палеорельефе. В древнеледниковых, перигляциальной и внеледниковой областях Восточно-Европейской равнины мы выделяем три основных типа позднеплейстоценовых лёссово-почвен-

ных архивов: 1) московско-микулинские палеодепрессии, развитые на водораздельных плато; 2) плакоры (дренированные приводораздельные склоны, древние высокие террасы и склоны к ним) и 3) молодые террасы (I и II надпойменные и склоны к ним) (Сычева, 2003, 2012).

Записи природных событий в лёссово-почвенных разрезах плакоров менее детальные и поэтому менее информативные по сравнению с почвенно-седиментационными архивами трансаккумулятивных и аккумулятивных ландшафтов (затененных склонов, палеодепрессий или палеоврезов). Это объясняется тем, что информация в плакорных разрезах спрессована – несколько событий фиксируется в одном объеме породы, образуя сложный педокомплекс, где почвы разных эпох почвообразования наложены друг на друга или их профили совмещены (*сжатый тип записи*). Напротив, в заполнениях палеоврезов палеопочвы определенных интервалов отделены друг от друга наносами, образуя педолитогенную свиту или несколько педолитокомплексов (Сычева, 1998; Сычева, 2003, 2012 и др.). Палеоэкологическая и климатическая записи в этом случае наиболее полны, а их расшифровка более достоверна и проста. К тому же на высоких водораздельных плато первого порядка лёссово-почвенные последовательности и вовсе могут отсутствовать (Скоморохов, 1982; Сурмач, 1992). Там, как правило, развиты только лёссы последних криохронов. В отложениях молодых позднеплейстоценовых террас и склонов к ним почвенно-лёссовые серии имеют иное строение, чем на плакорах. Там развиты молодые почвы, фиксируя развернутую запись, отражающую более мелкие климатические ритмы (Haesaerts et al., 2004; Седов и др., 2010).

Во фрагментах погребенной эрозионной сети (палеоврезов), встречаемых на плакорах равнин и предгорий, в том числе на Среднерусской возвышенности, можно наблюдать *развернутый тип записи* верхнеплейстоценовых отложений (Сычева, 2008). В заполнениях московско-микулинских палеоврезов детальный архив включает несколько позднеплейстоценовых палеопочв, разделенных седиментами разного генезиса с разновозрастными криогенными горизонтами. Здесь между межледниковой рышковской палеопочвой – аналогом салынской почвы микулинского межледниковья схемы А.А. Величко (в днище палеодепрессии – между рышковским педолитокомплексом) – и интерстадиальной брянской палеопочвой с радиоуглеродным возрастом 24–33 тыс. лет ВР развиты не одна (крутицкая), а три интерстадиальные палеопочвы (тукуевская, стрелецкая и александровская). Вначале мы полагаем, что все три палеопочвы относятся к раннему валдаю (Сычева, Гунова, 2004). Но получение конечной радиоуглеродной даты 49600 ± 700 лет ВР (Ki-15 275) для наиболее молодой из них – алек-

Таблица 1. Радиоуглеродный и калиброванный возраст почв и лёссов Александровского карьера

Палеопочва, слой	Глубина, см	Лабораторный индекс	¹⁴ C возраст, тыс. лет	Cal BP, тыс. лет, 1σ	Калиброванные даты по CALIB REV 7.1.0, тыс. лет
Стрелецкая	410–420	Ki-8 474	>58 000	–	
Александровская	350	Ki-15 275	49600 ± 700	53742 ± 2124	
Тускарский лёсс	300	Ki-9 362	39710 ± 580	42904–43878 1.000	68.3 (1σ) cal BP 42902–43885 1.000 95.4 (2σ) cal BP 42549–44437 1.000 Среднее значение: 43421
То же	270	Ki-10 868	40200 ± 420	43775–44527 1.000	68.3 (1σ) cal BP 43379–44195 1.000 95.4 (2σ) cal BP 43049–44586 1.000 Среднее значение: 43800
Брянская	200–250	Ki-8 211	33140 ± 230	37478–38445 1.000	68.3 (1σ) cal BP 36827–37749 1.000 95.4 (2σ) cal BP 36540–38185 1.000 Среднее значение: 37317
Заполнение делля	190	Ki-9 361	12200 ± 180	13820–14267 0.760 14305–14515 0.240	68.3 (1σ) cal BP 13782–14441 1.000 95.4 (2σ) cal BP 13643–13661 0.004 13709–14969 0.996 Среднее значение: 14176
То же	160	Ki-9 360	11140 ± 190	12806–13205 1.000	68.3 (1σ) cal BP 12792–13145 1.000 95.4 (2σ) cal BP 12701–13342 1.000 Среднее значение: 12999

сандровской палеопочвы – вынудило пересмотреть предыдущие представления и отнести ее к среднему валдаю – МИС 3 (табл. 1). Таким образом, в раннем и среднем валдае были сформированы по две интерстадиальные палеопочвы. Нахождение крупных посткриогенных деформаций (псевдоморфоз – ярких индикаторов существования многолетней мерзлоты) в селиховодворском

лёссе, разделяющем стрелецкую и александровскую палеопочвы, дало основание отнести время формирования криогенного горизонта и лёсса к МИС 4, что подтвердило предыдущий вывод.

В результате многолетних комплексных палеогеографических исследований, основанных на всестороннем изучении палеоформ рельефа, палеопочв и разделяющих их отложений, нами

разработана новая педостратиграфическая схема (Sycheva, 1998; Сычева, 2003, 2005, 2008, 2012; Сычева, Гунова, 2004; Сычева и др., 2007, 2017a; Sycheva, Sedov, 2012; Sycheva, Khokhlova, 2016; Rivas et al., 2006; Симакова, 2008; Golyeva, Sycheva, 2010; Sedov et al., 2013 и др.).

Созданная нами схема не является “параллельной” схеме А.А. Величко с соавторами. В схеме А.А. Величко представлены только основные стратона, так как она базируется на изучении лёссово-почвенных разрезов возвышенных (автономных) поверхностей: плакоров, высоких древних террас, формирование которых отражает только главные или последние климатические сигналы. В то время как мы делали упор на анализе разрезов подчиненных поверхностей — палеорезов, склонов, низких террас. Разрезы, формировавшиеся в аккумулятивных и трансаккумулятивных ландшафтах, фиксируют более дробную изменчивость климата. Поэтому для одной и той же территории нами подготовлена новая более детальная схема с новыми стратонами, особенно для раннего и среднего валдая, которые отсутствовали у предшественников или не были датированы.

Новые стратона выделены и названы С.А. Сычевой более 20 лет назад. Почвенные стратона именовались по населенным пунктам или местности, примыкающим к опорному разрезу Александровский карьер: рышковская почва — по граничащему с разрезом району Рышково г. Курска; кукуевская почва — по деревне Кукуевка — ближайшему населенному пункту, примыкающему с севера к карьеру, и одноименной балке Кукуев лог; стрелецкая почва — по заповедному участку Стрелецкая степь, граничащему с карьером на юге; александровская почва — по деревне и балке, граничащим с разрезом с запада. Лёссовые стратона и одноименные им криогенные горизонты (КГ) именовались по названиям рек, чьи бассейны находятся на изучаемой территории: сеймский лёсс и КГ — по реке Сейм, млодательский лёсс и КГ — по реке Млодатель, тускарский лёсс и КГ — по реке Тускарь. Только для лёсса МИС 4 не хватило реки, он назван по топониму Селиховы дворы — ближайший населенный пункт на юге от разреза. Поздневалдайский и позднеледниковый лёссы названы исходя из их радиоуглеродных дат.

Педостратон “салынская почва” в новой схеме заменен на “рышковская палепочва/рышковский педолитокомплекс”. Опорный разрез Салынь, видимо, не сохранился, так как, несмотря на наши настойчивые поиски, нам не удалось его обнаружить. Не удалось также найти ни публикацию, ни полевой дневник, где был описан этот разрез, даже после консультации с одним из авторов термина — Т.Д. Морозовой. К тому же этот разрез не датирован и не скоррелирован с пали-

нологическими данными, подтверждающими, что эта почва полностью соответствует микулинскому межледниковью (только МИС 5e). Гумусовый горизонт салынской почвы, как составной почвы мезинского комплекса, не отделен от гумусового горизонта следующей крутицкой почвы, так как внутримезинский севский лёсс не представлен в чистом виде. Поэтому верхняя граница салынской почвы как морфологически, так по времени неясна. Еще одна причина замены педостратона “салынская почва” — это более сложное строение этого стратона в днищах московско-микулинских палеоформ, где он назван рышковским педолитокомплексом, аналогов которому в известной схеме А.А. Величко нет. Рышковская палеопочва, как стратон, четко ограничена морфологическими и возрастными рубежами, полученными ОСЛ-методом и совпадающими с микулинским межледниковьем — МИС 5e.

Брянская палеопочва не потребовала изменений и создания нового термина, так как этот стратон датирован во многих разрезах, в том числе и в стратотипическом разрезе Брянск, имеет узнаваемый облик и четкие возрастные рамки — 33–25 тыс. лет (как было определено начально), соответствующие последнему потеплению валдайского мегаинтерстадиала МИС 3, а не всему мегаинтерстадиалу (60–25 тыс. лет), как считал в последние годы А.А. Величко.

Мы полагаем, что выделенные стратона будут определены по всей внеледниковой области Восточно-Европейской равнины по мере датирования изученных ранее или описанных вновь лёссово-почвенных разрезов.

Возраст позднеледниковой, межледниковой и ранневалдайских палеопочв был все еще не установлен, что вызывало ряд вопросов. Поэтому целью данной публикации является определение возраста позднеплейстоценовых палеопочв, разделяющих их отложений и обоснование новой детальной стратиграфической схемы позднего плейстоцена перигляциальной области Восточно-Европейской равнины на основе изучения и радиоуглеродного и ОСЛ-датирования почвенно-седиментационной последовательности в опорном разрезе Александровский карьер.

РАЙОН, ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В древнеледниковой, перигляциальной и внеледниковой областях Восточно-Европейской равнины основными морфоструктурными единицами являются Среднерусская возвышенность с высотами над уровнем моря 220–260 м и граничащие с запада и с востока низменности: Приднепровская и Окско-Донская с высотами над уровнем моря 130–180 м (рис. 1).

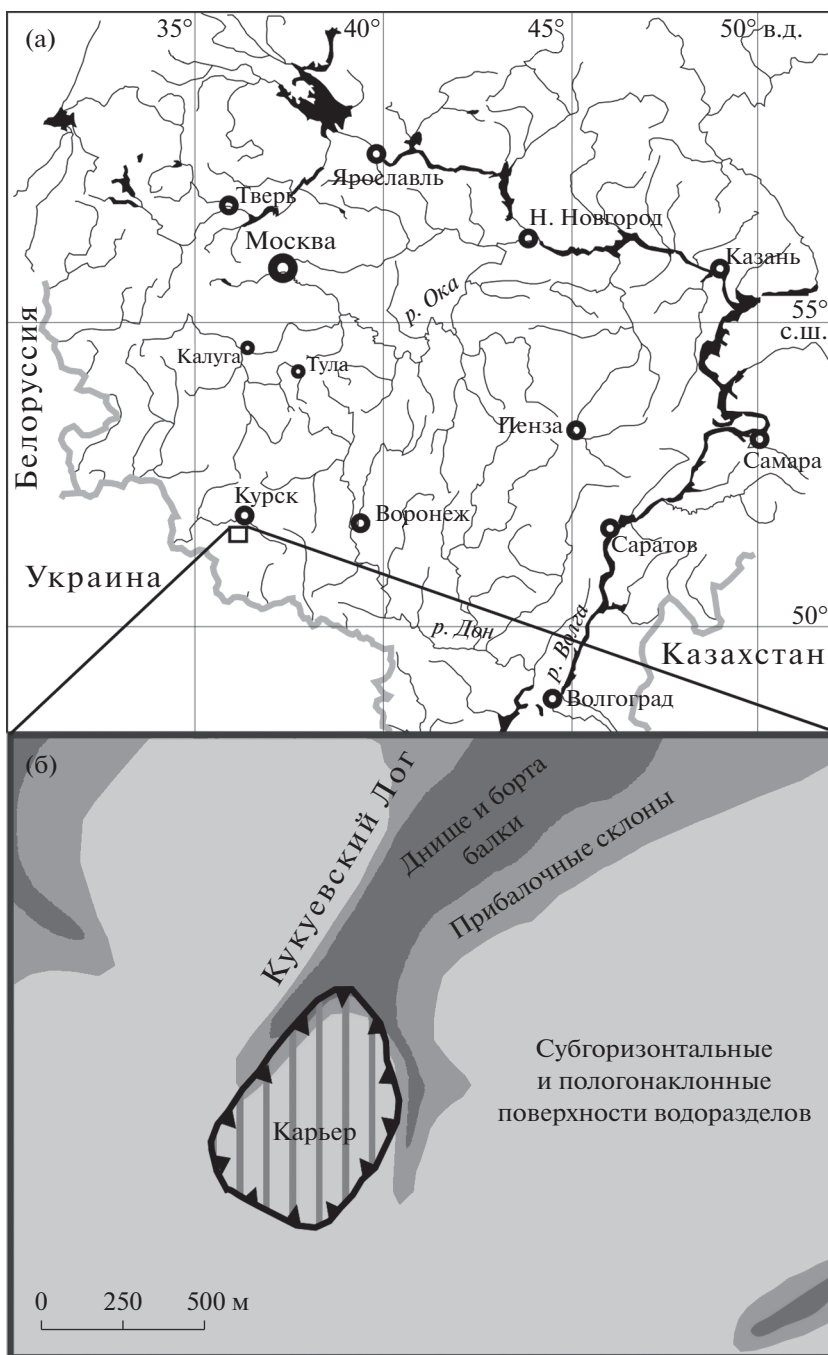


Рис. 1. (а) Карта Среднерусской возвышенности на Восточно-Европейской равнине с указанием изучаемого района, (б) Александровский карьер под Курском.

Среднерусская возвышенность занимает центральное положение на Восточно-Европейской равнине. Она простирается с севера на юг на расстояние около 1000 км и с запада на восток на расстояние до 500 км, отличается большим ландшафтным разнообразием и выраженной субширотной биоклиматической зональностью. Климат Среднерусской возвышенности умеренно-континентальный, с четким проявлением сезонов года, с

периодическими засушливыми периодами. Здесь расположен так называемый черноземный пояс лесостепной и степной зон.

Пластовая поверхность Среднерусской возвышенности с высотами от 200–250 до 270 м над уровнем моря расчленена сетью рек, балок и оврагов на систему увалов и холмов, ограниченных длинными и сложными склонами. Склоны с уклоном $>3^\circ$ – 7° (более 75%) абсолютно преоблада-

дают над относительно плоскими поверхностями. По Среднерусской возвышенности проходит водораздел между Каспийским, Черным и Азовским морями, реками бассейнов Волги, Дона и Днепра. Здесь берут начало многие крупные реки Среднерусской возвышенности: Ока, Упа, Дон, Воронеж, Сейм, Псел и другие.

Во времена четвертичных оледенений основная часть Среднерусской возвышенности оставалась перигляциальной и внеледниковой областью (Шик и др., 2006). Здесь происходило накопление мощной толщи покровных суглинков, а в южной части возвышенности — лёссовидных суглинков и лёссов. На плакорах Среднерусской возвышенности между лёссами двух последних оледенений, валдайского (вюрм или вейхзель) и московского (варта), нет палеопочв или же залегают сильно нарушенные почвы и делювиально-солифлюкционные отложения (Скоморохов, 1982; Сурмач, 1992). Позднеплейстоценовые почвы сохранились в палеодепрессиях — палеобалках, которые можно наблюдать в крупных карьерах Курской магнитной аномалии (Михайловском и Лебединском) и других более мелких карьерах по добыче местного строительного сырья (Михайловском, Новопоселковском, Танеевском, Александровском) (Сычева, 1993, 2003, 2005).

Объект исследования — почвенно-лёссовые серии в Александровском карьере. Карьер расположен в 10 км южнее г. Курска в междуречье Сейм (левый берег)—Млодоть на высоте 230–240 м над уровнем моря между двумя отвершками балки Кукуев лог (рис. 16). Его координаты 51°05' с.ш. и 36°08' в.д. В стенках карьера изучена погребенная эрозионная московско-микулинско-валдайская система (палеобалка с несколькими отвершками) и заполняющая ее почвенно-седиментационная толща. Карьер расположен на водораздельном плато второго порядка. Здесь вскрывается линейная эрозионная форма — палеобалка и более мелкие овраги — ее отвершки или притоки. Поперечный профиль балки составляет от 60 м (в днище) и до 200 м (вместе с притоками). Балка заложена в московском палеовом лёссе (МИС 6) и перекрыта поздневалдайским лёссом (МИС 2). Она полностью погребена и не выражена на современной поверхности. Строение позднеплейстоценовых почвенно-седиментационных отложений зависит от положения в древнем рельефе. Их мощность колеблется от 2 м на водоразделе до 12 м над днищем балки. Поэтому проводилось изучение не только общей вертикальной колонки, заложенной почти над тальвегом палеобалки, но и зачисток на противоположном склоне и в ее днище (рис. 3). Изученный разрез является охраняемым памятником природы регионального значения и внесен в реестр уникальных геологических памятников России (<http://www.geomem.ru>).

Данный разрез позднеплейстоценовых отложений не имеет аналогов по детальности и полноте строения на всей Восточно-Европейской равнине, особенно для интервала МИС 5–3. На склонах и в днище балки развита почва микулинского межледниковья, названная нами рышковской (МИС 5e), над ней — валдайская почвенно-седиментационная серия (МИС 5d–МИС 2). Она включает четыре интерстадиальные почвы: две ранневалдайские (кукуевская и стрелецкая) и две-три средневалдайские (александровская, гидроузельская и брянская) (Сычева, Гунова, 2004; Сычева и др., 2007, 2016; Сычева, 2012). Обозначения почвенных горизонтов и профилей, а также названия типов палеопочв даны по WRB-2015.

Определение возраста средневалдайских палеопочв — брянской, александровской — и заполнения позднеледниковых деллей выполнено радиоуглеродным методом в радиоуглеродной лаборатории Института геохимии окружающей среды (Киев, Украина) по углероду выделенных препаратов гуминовых кислот сцинтилляционным методом. Датирование тускарского лёсса — материнской породы для брянской палеопочвы — проведено по коллагену ископаемых костей шерстистого носорога и лошади. Калибровка полученных радиоуглеродных дат выполнена с использованием калибровочной кривой CalPal_2007_HULU (<http://www.calpal-online.de> — Copyright 2003–2007). Даты приведены с 68%-ной вероятностью.

Методы люминесценции стали в последние десятилетия сильным и надежным инструментом для датирования лёсса и его производных, при этом полученные даты находятся в интервале от нескольких лет до нескольких тысяч лет (Preusser et al., 2008). Четыре образца из Александровского карьера были отобраны путем забивания трубок из нержавеющей стали в свежезачищенные стенки во время полевых работ и открыты в условиях слабого красного света в лаборатории люминесценции Института прикладной геофизики им. Лейбница (LIAG) в Ганновере под руководством М. Фрехена.

Материал из отложений внутренней части пробирок, который не подвергался воздействию света во время отбора проб, был взят для определения эквивалентной дозы (De); оставшийся материал использовали для определения мощности дозы каждого образца с помощью гамма-спектрометрии высокого разрешения. Материал образца высушивали, гомогенизировали и хранили в течение одного месяца для установления радиоактивного равновесия между ^{222}Rn и ^{222}Ra . Концентрации радионуклидов (урана, тория и калия) измеряли в течение не менее 24 ч с помощью гамма-спектрометра с германиевым детектором высокой чистоты. Впоследствии мощность дозы рассчитывали с использованием коэффициентов

преобразования этого показателя, предложенных G. Adamiec и M.J. Aitken (1998), предполагая, что содержание воды составляет $20 \pm 5\%$. Бета-ослабление и космическая доза были рассчитаны с использованием данных M.J. Aitken (1985) и J.R. Prescott и L.G. Stephan (1982) соответственно.

Внутренний материал из трубок просеивали во влажном состоянии и дополнительно обрабатывали HCl и H₂O₂ для удаления карбонатов и органического материала соответственно и, следуя процедуре, описанной в работе (Frechen et al., 1996), для обогащения мелкопылеватых (4–11 мкм) гранулометрических фракций. Фракция с размером зерна 4–11 мкм была установлена в качестве полиминерального материала на чашке из нержавеющей стали.

Все измерения люминесценции проводились с использованием люминесцентных считывателей Risø TL/OSL DA-20, оснащенных калиброванными бета-источниками ⁹⁰Sr/⁹⁰Y, доставляющими от ~0.10 до ~0.20 Гс с⁻¹ на многозерновые аликвоты в чашках из нержавеющей стали. Зерна полевого шпата были стимулированы с использованием инфракрасных светодиодов (870 нм; ~140 мВт/см⁻²) с сигналом IRSL, пропущенным через синий фильтр (комбинация 2 мм стеклянных фильтров BG-39 и 4 мм 7–59). Протоколы однократной регенеративной дозы (SAR) использовались для определения эквивалентных доз IRSL после ИК с использованием ИК-стимуляции при 290°C, поскольку такие сигналы более стабильны, чем сигналы, измеренные при более низких температурах (Thiel et al., 2011). Для данного исследования при получении люминесцентной датировки шесть аликвот для каждого образца были измерены, чтобы установить предварительные хронологические пределы.

Все авторы статьи участвовали в полевых и лабораторных работах. С.А. Сычева занималась анализом и обобщением материалов и написанием статьи; О.С. Хохлова предоставила микроморфологические данные и описала генезис карбонатных новообразований, составила электронные варианты рисунков; П.Р. Пушкина выполнила некоторые лабораторные анализы и отвечала за техническую подготовку статьи: корректировку текста, таблиц, рисунков, списка литературы.

Описание разреза Александровского карьера

Разрез Александровского карьера является опорным для позднего плейстоцена перигляциальной области Восточно-Европейской равнины. Сверху вниз здесь развиты следующие слои (рис. 2).

1. Голоценовый чернозем типичный (Haplic Chernozem), над днищем выщелоченный (Luvic Chernozem), с профилем Ah–AB–Bt–Bca, мощностью 150–170 см.

2. Поздневалдайский буровато-палевый лёсс, представленный тяжелым суглинком плотным, с призматической структурой. Мощность 50–80 см. К этому слою приурочены делли – эрозионно-термокарстовые ложбины (свидетели ярославского криогенного горизонта). В разрезах они представлены в виде линзовидных палеодепрессий размером 5–10 м в диаметре и глубиной 50–100 см, заполненных зоогенно переработанным, более тяжелым суглинком, чем вмещающий поздневалдайский лёсс (Сычева и др., 2016). Перекрывает делли позднеледниковый лёсс – аналог алтыновского схемы А.А. Величко (Величко и др., 1997). Этот лёсс, а чаще деснинско-алтыновский (поздневалдайский) лёсс являются материнской породой для современных почв.

3. Брянская интерстадиальная палеопочва (Ah–AB–Bca–Cca) перигляциальная, лесостепная, дерново-карбонатная (Calcic Cambisol) на склонах и дерново-глеявая (Stagnic Cambisol Humic) (Ah–AB–Bg–Cg) в днище палеоложбины. Мощность почвы колеблется от 60–80 до 110 см. Брянская почва нарушена крупными клинообразными структурами владимирского криогенного горизонта, вследствие чего ее гумусовые горизонты сосредоточены в клиньях (AB) и в ядрах клиньев (Ah), а карбонатный горизонт подтянут в межструктурные пространства (Сычева и др., 2016). В основании профиля развит глеевый горизонт (Bg). Кроме ярких макроморфологических характеристик, для этой палеопочвы диагностическим признаком является ооидная микроструктура.

3а. Тускарский лёсс. Это оглеенный лёсс, развитый над днищем заполненной палеобалки, мощностью 30–50 см. С тускарским лёссом связан одноименный криогенный горизонт, представленный структурными (небольшими клиньями) и пластичными (складками, петлями) деформациями, нарушающими нижележащую александровскую палеопочву. В наиболее полном разрезе 2005 г. над днищем Александровской ложбины можно было в тускарском лёссе наблюдать дополнительный уровень криогенных клиновидных деформаций, заполненных наиболее оглеенным сизо-палевым лёссовидным суглинком – глеевым горизонтом гидроузельской палеопочвы.

4. Александровская интерстадиальная палеопочва (Ah–Bg–Cg) – лесостепная луговая оглеенная почва (Stagnic Phaeozem), нарушена солифлюкционными процессами. В разрезе представлена ярко-бурый суглинком, оглеенным сизо-бурый суглинком в днище палеодепрессии и темно-серым гумусированным суглинком, собранным в причудливые складки с небольшими клиновидными структурами. Мощность профиля 40–60 см.

4а. Селиховодворский слой представлен двумя уровнями: более однородным среднесуглинистым

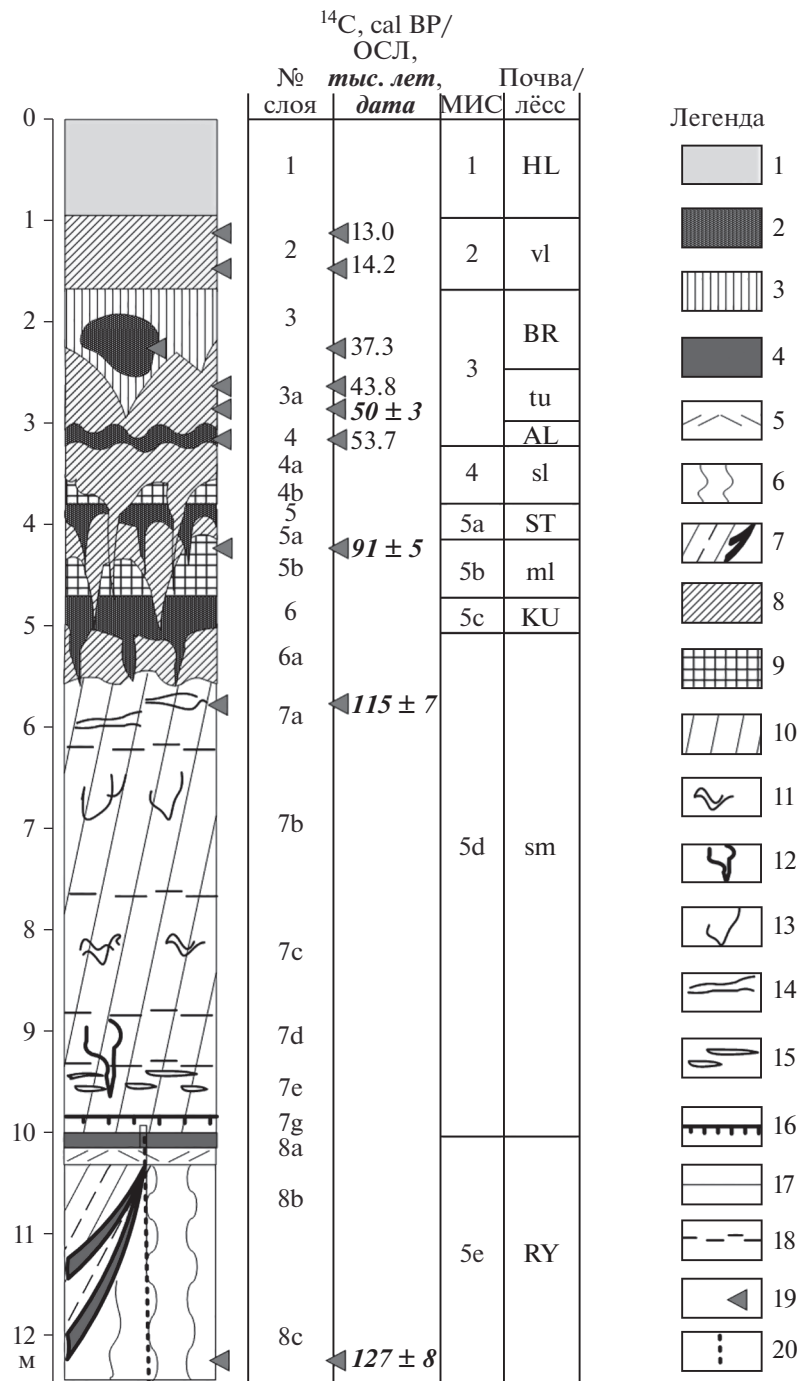


Рис. 2. Сводная стратиграфическая колонка Александровского карьера (глубины могут несколько отличаться от приведенных в описании). Слои соответствуют описаниям в табл. 2. ^{14}C даты показаны прямым шрифтом, даты ОСЛ – курсивом.

Условные обозначения: 1 – голоценовый чернозем; 2 – гумусовые горизонты интерстадиальных палеопочв; 3 – горизонт АВ брянской почвы; 4–6 – горизонты рышковской почвы: 4 – гумусовые, 5 – элювиальные, 6 – иллювиально-глинистые; 7 – межледниковый микулинский пролювий в заполнении донного оврага; 8 – лёсс; 9 – гумусированные педоседименты; 10 – ранневалдайские (сеймские) делювиально-солифлюкционные отложения в заполнении палеобалки; 11–13 – криогенные и эрозионные нарушения: 11 – солифлюкционные складки, 12 – псевдоморфозы, 13 – промоины; 14–16 – текстурные характеристики: 14 – скрытая слоистость, 15 – горизонтально-линзовидная слоистость, 16 – пирогенный слой; 17, 18 – границы подслоев (17) и слоев (18); 19 – места отбора образцов на датирование; 20 – два варианта строения межледникового педостратона: справа от пунктира – рышковская палеопочва на склоне, слева от пунктира – рышковский педокомплекс в днище палеобалки. Сокращения: HL – голоценовый чернозем, BR – брянская почва, AL – александровская почва, ST – стрелецкая почва, KU – кукуевская почва, RY – рышковская почва; vl – поздневалдайский лёсс, tu – тускарский лёсс, se – селиховодворский лёсс, ml – млодательский лёсс, sm – сеймский лёсс.



Рис. 3. Рышковская межледниковая палеопочва (МИС 5e) на склоне палеобалки: (а) — профиль палеопочвы мощностью 180 см, (б) — пирогенный слой на границе рышковской палеопочвы и ранневалдайского сеймского педоседимента.

лѣссом с псевдоморфозами и педоседиментом стрелецкой палеопочвы в нижней части. Мощность 10–70 см. С лѣссом связаны котлообразные псевдоморфозы, разбивающие педоседимент, стрелецкую и кукуевскую палеопочвы и представляющие собой крупные деформации селиховодворского криогенного горизонта. В верхней части они расширены и переходят узкие трещины, которые на склонах московско-микулинской балки разбивают не только ранневалдайские палеопочвы, но и сеймский слой. Нижняя часть слоя — горизонтально-слоистые, в разной степени гумусированные делювиальные отложения, сложенные переотложенным материалом горизонтов стрелецкой почвы.

5. Стрелецкая интерстадиальная палеопочва — луговой чернозем (Chernozem Stagnic) с профилем Ah–AB–Bca–C, с гумусовыми языками глубокого сезонного промерзания. Мощность 50–60 см. В верховьях палеодепрессии профиль почвы Ah–Bt–C. В основании гумусового горизонта прослеживаются белесые силтаны и глинистые кутаны в иллювиальном горизонте.

5а. Млодательский лѣсс с педоседиментом кукуевской палеопочвы в нижней части — слоистые делювиальные суглинки. Мощность 30–50 см. С лѣссом связан одноименный млодательский криогенный горизонт, представленный структурными деформациями.

6. Кукуевская интерстадиальная палеопочва — лесостепная темно-серая почва (Grey Luvic Phaeozem) с профилем Ah–Bt–C, с небольшими гумусовыми языками сезонного промерзания. Признаки элювиально-иллювиальных процессов — белесые силтаны и глинистые кутаны — выражены более ярко, чем в стрелецкой почве. Мощность 20–25 см.

7. Сеймские делювиально-солифлюкционные суглинки, представляющие в основном педоседименты рышковской палеопочвы. Их строение сложное, включает до шести подслоев, отличающихся первоначальным материалом, образованным из различных горизонтов рышковской палеопочвы, а также признаками, полученными в результате накопления (слоистостью, линзовидностью, пластичными деформациями, мелкими эрозионными врезами). Венчает слой практически однородный буровато-палевый лѣсс. Общая мощность слоя 7 — 300–500 см. С сеймским слоем связан одноименный криогенный горизонт, характеризующийся разнообразными пластичными деформациями и единичными грунтовыми жилами.

8. Рышковская палеопочва — дерново-подзолистая почва с профилем Ah–AE–E–EB–Bt–BC (Eutric Retisol Humic) на склонах или рышковский педолитокомплекс микулинского межледниковья в днище балки, состоящий из 3–4 почвенных профилей, наложенных друг на друга или разделенных аллювиально-пролювиальными отложениями. Мощность от 150–180 см на плоских склонах до 300 см в днище палеодепрессии. Рышковская палеопочва — лесная, текстурно-дифференцированная (ее наиболее близкий аналог — современная дерново-подзолистая почва). В профиле выделены серо-гумусовый горизонт с признаками переотложения, серия элювиальных и элювиально-иллювиальных горизонтов и серия текстурных горизонтов. В особых условиях склонов и днища палеобалки в строении рышковского педолитокомплекса сохранились следы сезонной мерзлоты (Сычева, 1998). Профиль палеопочвы

сильно варьирует по степени сохранности, зависящей от положения в палеомезорельефе. На межбалочных водоразделах она, как и другие почвы, отсутствует или представлена слабовыраженным слоем побурения в верхней части московского лёсса. На склонах это ярко-бурый суглинок с ореховатой структурой — часть иллювиального горизонта рышковской палеопочвы. И только в нижних частях склонов и в палеоложбинах сохранился полный профиль палеопочвы, а в днище палеобалки — сложный педокомплекс. Местами присутствует яркий пирогенный горизонт, отделяющий профиль почвы от ее педоседимента. Пирогенный горизонт неоднороден, представлен суглинком иногда красно-бурый (прокаленным), с большим количеством крупных и мелких углей, плотных серых конкреций (спекшаяся золя).

9. Московский палеый лёсс (МИС 6) — однородный пылеватый средний суглинок карбонатный, мощностью до 3–4 м. На склонах и под днищами небольших палеоврезов залегают тонкослоистые делювиально-солифлюкционные суглинки и супеси. Под днищем основной палеобалки в верхних частях московский лёсс замещен слоистыми сильно деформированными супесями и песками.

В разные годы в разрезе были найдены костные остатки крупных млекопитающих: в кукуевской палеопочве — неопределяемые, в тускарском лёссе под брянской палеопочвой — шерстистого носорога и лошади, из коллагена которых получены конечные радиоуглеродные даты.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Хронология: данные ^{14}C - и ОСЛ-датирования

Наиболее полное строение имеет разрез верхнеплейстоценовых отложений, расположенный практически над днищем балки, где и были отобраны образцы на ОСЛ-датирование в 2003 г.

В интервале глубин 9.5–12 м на московском лёссе развита межледниковая рышковская почва или рышковский педолитокомплекс. В основании профиля почвы из слоистой толщи взят образец, для которого получена ОСЛ-дата 127 ± 8 тыс. лет (начало МИС 5е).

Рышковская почва перекрыта сеймским слоем — 5-метровой слоистой толщиной лёссовидных суглинков. Они представлены педоседиментами, образованными за счет разрушения и перетолжения горизонтов рышковской палеопочвы, развитой на склонах и водораздельных плато. Для верхней части сеймского слоя (наиболее однородной эоловой фации лёсса) с глубины 5.1 м получена ОСЛ-дата 115 ± 7 тыс. лет. Она позволяет отнести время захоронения межледниковой почвы к МИС 5d — первому ранневалдайскому похолоданию. Первые послеледниковые проявления перелетков многолетней мерзлоты случились

в это время. Но процесс захоронения рышковской палеопочвы в днище палеобалки начался после катастрофического лесного пожара еще в конце межледниковья.

Выше залегают четыре интерстадиальные палеопочвы (снизу вверх): кукуевская, стрелецкая, александровская и брянская. Для стрелецкой палеопочвы по органическому веществу получена предельная ^{14}C -дата > 58000 лет ВР. Крупные постмерзлотные деформации — псевдоморфозы — приурочены к селиховодворскому лёссу, разделяющему стрелецкую и александровскую палеопочвы (Сычева, 2012). Это дает основание для отнесения их к наиболее холодному этапу раннего валдая, к завершающей стадии — МИС 4. Псевдоморфозы разбивают две нижние почвы: кукуевскую и стрелецкую, достигая сеймского слоя, а на склонах палеобалки — даже рышковской палеопочвы. Следовательно, обе эти почвы ранневалдайские, образованы в интерстадиалы, сопоставимые с МИС 5с и МИС 5а соответственно. Для разделяющего их млодательского лёсса (МИС 5b) получена ОСЛ-дата 91 ± 1 тыс. лет, подтверждающая ранневалдайский возраст почв.

Две верхние интерстадиальные почвы, александровская и брянская, относятся к среднему валдаю (МИС 3). Их возраст определен радиоуглеродным датированием: около 53 и около 37 тыс. лет cal ВР соответственно (табл. 1). Их разделяет тускарский лёсс, для которого получена ОСЛ-дата 50 ± 3 тыс. лет ВР. В этом слое найдены костные остатки доисторической лошади и шерстистого носорога. Их радиоуглеродные даты: 39710 ± 580 лет ВР или 43421 год cal ВР (Ki-9362) и 40200 ± 420 лет ВР или 43800 лет cal ВР (Ki-10868). Таким образом, ОСЛ- и ^{14}C -датировки не противоречат друг другу.

Радиоуглеродный возраст брянской палеопочвы неоднозначен: от 33 до 14–15 тыс. лет ВР, что, вероятно, связано с разными условиями захоронения почвы и длительным пребыванием ее на дневной поверхности уже после окончания активной фазы почвообразования в интерстадиал и во время наступления похолодания (Sycheva, Khokhlova, 2016). Радиоуглеродный возраст центральной части гумусового горизонта брянской палеопочвы в центре палеоложбины над днищем московско-микулинской палеобалки — 33140 ± 230 лет ВР или 37317 лет cal ВР (Ki-8211). В склоновой позиции он значительно омоложен, хотя и представляет непрерывный стратиграфический уровень с почвой днища палеодепрессии.

Для педолитов в заполнении поздневалдайских деллей получены радиоуглеродные даты: в нижней части — 12200 ± 180 лет ВР или 14176 лет cal ВР (Ki-9361) и в верхней части — 11140 ± 190 лет ВР или 12999 лет cal ВР (Ki-9360), позволяющие сопоставить их образование с финальными плей-

стоценовыми потеплениями – бёллингом и аллердом (табл. 1).

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ

Основные палеоэкологические этапы позднего плейстоцена и их отражение в разрезе

Рышковская палеопочва (слой 8) на склоне палеобалки имеет прекрасно развитый морфологически текстурно-дифференцированный профиль: Ah–AE–E–BE–Bt1–Bt2–Bt3–BC (рис. 3а, 3б). Органо-аккумулятивный горизонт рышковской палеопочвы, наряду с признаками биогенной проработки *in situ*, характеризуется также седиментационными признаками (Сычева и др., 2017б). Помимо включений переотложенного углистого материала, описаны также признаки пирогенеза *in situ* (рис. 3б). Таким образом, можно считать гумусовый горизонт в значительной степени сформированным при участии периодического латерального поступления материала в результате постпожарной эрозии, его биогенной проработки *in situ*, а также пирогенного воздействия *in situ*. Для горизонтов AE и E так же, как и для вышележащих горизонтов, характерна некоторая литослоистость (рис. 3а). Горизонты E и BE имеют тонкоплитчатую микроструктуру, характерную для элювиальной толщи современных таежных глинисто-дифференцированных почв. Образование такой структуры связано с линзовидным (постшлировым) выделением льда при промерзании. Можно предположить, что верхние горизонты рышковской почвы сезонно промерзали, по крайней мере, на заключительных этапах ее формирования еще в микулинское межледниковье (Sycheva, 1998; Сычева, 2003, 2012).

Комплекс макро-, мезо-, микроморфологических особенностей и физико-химических показателей рышковской палеопочвы позволяет отнести ее к альбелювисолям (Sycheva, 1998; Sycheva, Sedov, 2012) или ретисолям согласно WRB-2015. Она формировалась под смешанным бореальным лесом в умеренном климате (Сычева, Гунова, 2004). Возможный ближайший аналог рышковской почвы второй половины и заключительных этапов – дерново-подзолистая почва Подмосковья (табл. 2).

В днище палеобалки рышковская почва замещается одноименным педолитокомплексом мощностью до 3 м (рис. 4) (Sycheva, 1998; Sycheva, Sedov, 2012; Golyeva, Sycheva, 2010). Он состоит из трех или четырех профилей, разделенных педоседиментами балочного аллювиального и пролювиального генезиса. Нижняя почва – луговая, верхние – ретисоли. Иногда в верхней части присутствует маломощная инициальная почва лесного генезиса. Таким образом, почвообразование в микулинское межледниковье (МИС 5е) в особых

условиях мезо- и микрорельефа прерывалось не менее трех или четырех раз, что, вероятно, было связано с ускоренными эрозионными процессами, вызванными ухудшением климата. Такая флювиальная, склоново-балочная запись вполне согласуется с другими детальными архивами озерных, морских и ледовых отложений (GRIP Members, 1993; Seidenkrantz et al., 1996). Развитие донных оврагов, заполненных пролювиальными и балочно-аллювиальными отложениями со следами сильного сезонного промерзания, позволяет реконструировать не менее трех крупных внутримежледниковых похолоданий (в течение МИС 5е).

В конце межледниковья катастрофический лесной пожар уничтожил сосново-березовые леса (Сычева, Гунова, 2004; Сычева и др., 2017б). В кровле рышковской палеопочвы четко проявляются многочисленные следы сильного пожара (рис. 3б). После пожара ведущую роль получили эрозионные процессы. Межледниковая почва на водораздельных плато и склонах была разрушена и денудирована. В погребенных балках она оказалась захороненной и сохранилась в идеальном виде до наших дней благодаря созданию на ее поверхности особой глинисто-грязевой пробки – нижнего подслоя сеймского горизонта 7-1 (Сычева и др., 2017а).

Почвообразование в микулинское межледниковье эволюционировало от лугового в первую фазу до лесного (дерново-подзолистого) и лесного инициального подзолистого, прерванного усиленным осадконакоплением. Во вторую, третью и заключительную почвенные фазы оно было однонаправленным и только усилило текстурную дифференциацию профиля. Вся эта толща образовалась в последнее межледниковье – за 12–15 тыс. лет, что установлено по ОСЛ-датам. Таким образом, можно говорить о сложной структуре межледниковья, установленной по почвенно-седиментационной записи впервые.

Ранневалдайский сеймский педоседимент (слой 7), сформированный в переходную фазу от микулинского межледниковья к валдайскому оледенению (конец МИС 5е и МИС 5д), оказался макро- и микронеоднородным как вверх по разрезу, так и по латерали – в поперечном и продольном профиле палеобалки, отражая различные фации склоново-балочных отложений (Сычева и др., 2017а). В сеймском педоседименте, развитом над днищем погребенной балки и достигающем здесь максимальной мощности (4.5–5.0 м), снизу вверх выделены следующие подслои.

В основании слоя 7 залегает пирогенный подслей 7-1, в нижней части которого отмечено накопление углей, пятен прокаленного красно-бурого суглинка и карбонатно-силикатных конкреций (первоначальным материалом их, вероятно, была зола от сгорания деревьев) – свидетелей силь-

Таблица 2. Характеристика почв голоцена и позднего плейстоцена

Стратон (почва)	Название		Формула профиля	Экология (Сычева, Гунова, 2004; Сычева и др., 2007, 2016)	Возможный аналог
	по К и ДПР*	по WRB			
Голоценовая межледниковая	Чернозем типичный	Haplic Chernozem	Ah–AB–Bca	Типичная лесостепь умеренного пояса	Мерзлотно-таежные и лесостепные палевые почвы континентальных районов Центральной Якутии
Брянская интерстадиальная	Дерново-карбонатная	Calcic Cambisol	Ah–AB–Bca–Cca	Перигляциальная лесостепь	
Александровская интерстадиальная	Луговая оглеенная	Stagnic Phaeozem	Ah–Bg–Cg	Холодная лесостепь умеренного пояса, в основном доминирование лесостепных ландшафтов	Луговые почвы Западной Сибири
Стрелецкая интерстадиальная	Луговой чернозем	Chernozem Stagnic	Ah–AB–Bca–C	Лесостепь с господством остепненных участков и участием сосново-березовых лесов с примесью широколиственных пород	Черноземы юга Сибири
Кукуевская интерстадиальная	Темно-серая	Grey Luvic Phaeozem	Ah–Bt–C	Господство лесостепи с участием сосново-березовых группировок и примесью широколиственных пород	Темно-серые почвы Среднего Поволжья
Рышковская межледниковая	Дерново-подзолистая	Eutric Retisol Humic	Ah–AE–E–EB–Bt–BC	Смешанный бореальный лес в умеренном климате. Первая половина – преобладание березовых лесов. Вторая половина – распространение сосновых лесов с участием широколиственных пород. Заключительная фаза – преобладание березового леса	Дерново-подзолистая почва смешанных лесов Приднепровья, во второй половине – южной тайги Подмосковья

Примечание. *По (Классификация и диагностика почв России, 2004).

ного лесного пожара. Угли отмечаются по всей нижней части сеймского слоя, отражая многократность пожаров (Сычева и др., 2017б). Неоднократно возникавшие лесные пожары уничтожали растительный покров и тем самым активизировали процессы ускоренной эрозии почв. Происходил смыв верхнего гумусово-аккумулятивного горизонта со склонов и приводораздельной части и переотложение тонкого глинистого и суглинистого материала в днище балки (подслой 7-2). Пожары в переходную эпоху, характеризующуюся неустойчивым климатом с эпизодами засух, были частыми

и для пересеченной местности особенно сильными. Так как признаков солифлюкции в данном слое не наблюдается, можно предположить, что условия были влажными и еще теплыми. Поэтому и этот этап можно отнести к концу межледниковья.

Выше (подслой 7-3) появляется материал ниже лежащего элювиального горизонта E, прослеживаются небольшие косослоистые серии – признак балочного аллювия (увеличилась интенсивность смыва вследствие появления временного малого водотока – ручья в днище).

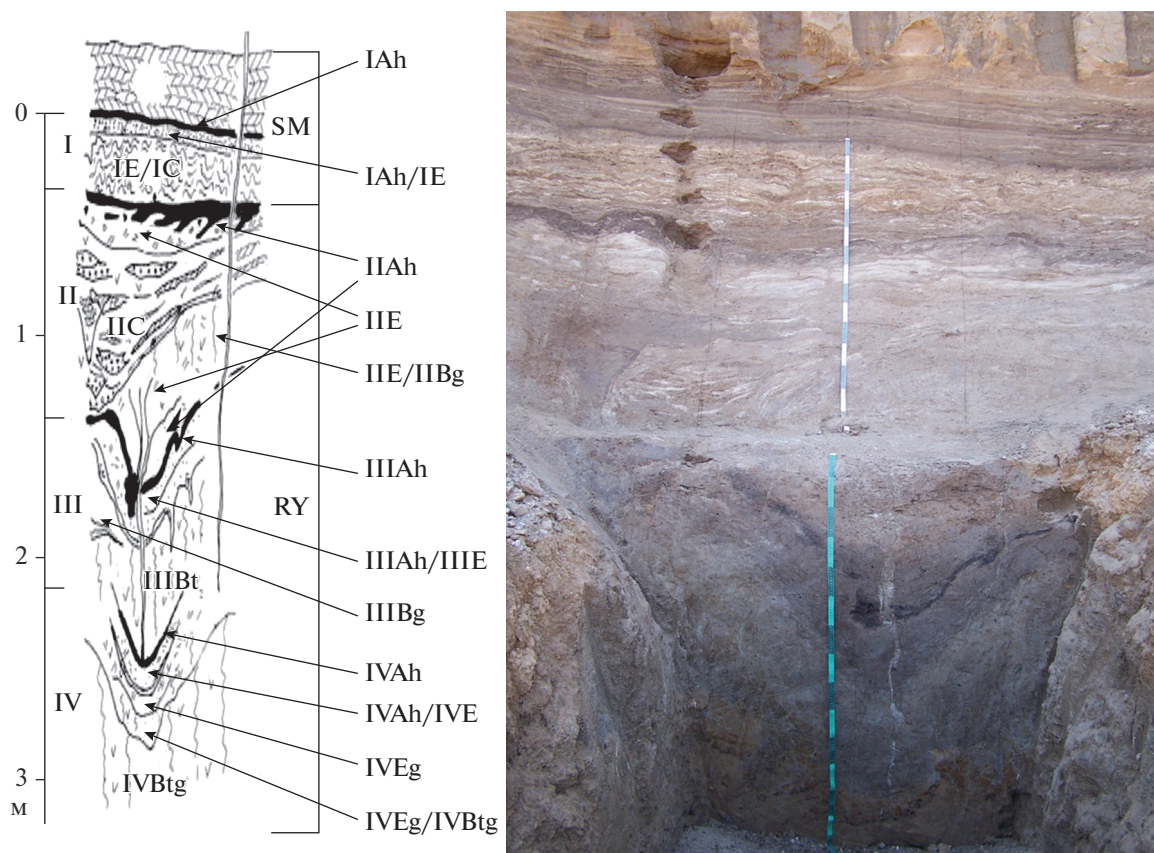


Рис. 4. Рышковский педолитокомплекс мощностью 300 см в заполнении донного оврага, состоящий из четырех суб-профилей (I–IV); справа – фотография, слева – схема строения. На схеме слева направо показаны: глубина в метрах, номера почвенных субпрофилей (римские цифры), рисунок с обозначениями горизонтов, названия слоев, обозначения горизонтов разных субпрофилей.

В вышележащей делювиально-солифлюкционной толще (подслоя 7-4) отмечаются текстуры течения и другие признаки солифлюкционных процессов, что свидетельствует о появлении перелетков мерзлоты (Сычева, 2012). Условия в этот период были довольно влажными, но уже холодными. Это было уже начало ранневалдайского похолодания (МИС 5d).

В подслое 7-5 наблюдается большое количество мелких эрозионных форм, что указывает на усиление роли пролювиальных процессов. Роль солифлюкции снижается. Скорее всего, происходило постепенное иссушение климата.

Для верхнего подслоя 7-6 характерны многочисленные признаки криогенных процессов в микростроении осадка – кольцевая ориентировка, ориентировка вдоль трещин и зерен, шлиров в тонкодисперсном материале (Сычева и др., 2017а). Это свидетельствует об усилении похолодания и переходе к типичным перигляциальным условиям. Главным процессом накопления лёсса становится эоловый (судя по однородности осадка), но также продолжает происходить делювиальный смыв, на что указывают небольшие горизон-

тальные слои и линзы более светлого материала (вероятно, уже переотложенный материал московского лёсса, вышедшего на поверхность на возвышенных участках вследствие денудации рышковской почвы).

Таким образом, сеймский слой сложен из продуктов разрушения разных горизонтов рышковской межледниковой почвы (педоседиментов) и московского лёсса. В его образовании принимали участие селево-грязевые, аллювиальные, делювиально-солифлюкционные и эоловые процессы. С подслоя 7-3 включились криогенные процессы. По подошве этого подслоя можно вполне обоснованно проводить границу межледниковья и оледенения.

Палеопочвы ранневалдайских интерстадиалов (слои 6 и 5) развиты в днищах вторичных палеоформ, унаследованных от московско-микулинских палеодепрессий (рис. 5). В Александровском карьере они сохранились в заполнении основного ствола палеобалки и реже в ее крупных притоках. Палеопочвы этого возраста встречаются также в других разрезах Среднерусской возвышенности (Заррина и др., 1981). Они сформировались

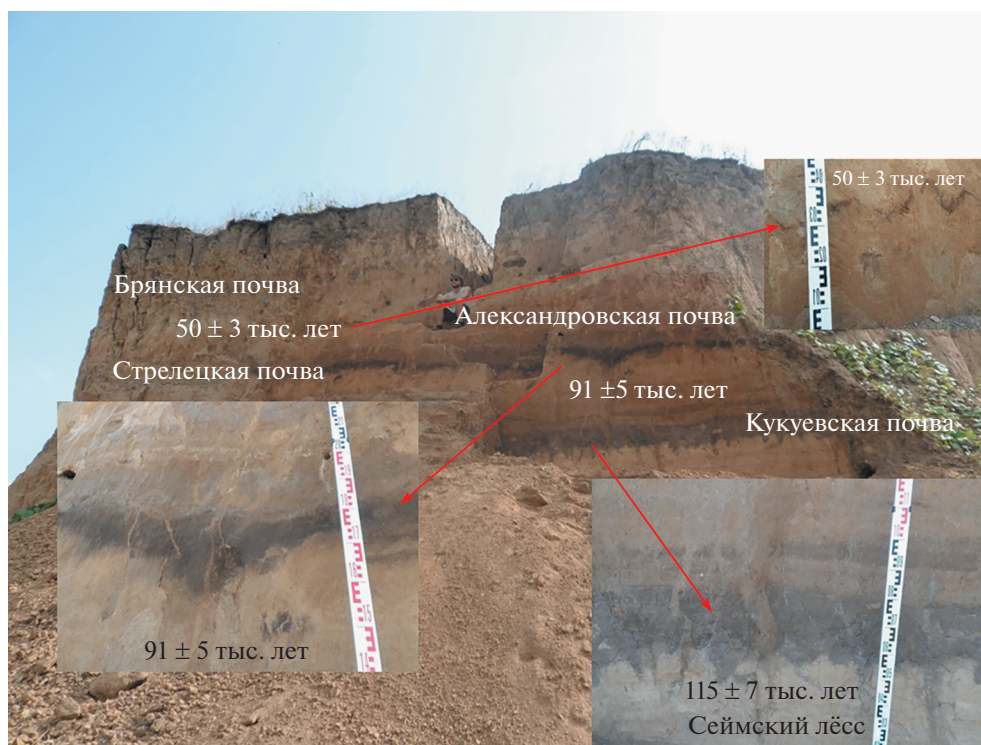


Рис. 5. Верхняя часть разреза (МИС 5d–1): ранне- и средневалдайские палеопочвы, педоседименты и лёссы. Венчает разрез типичный чернозем, образованный в голоцене.

в течение двух ранневалдайских потеплений (МИС 5a и МИС 5c) и отражают достаточно длительные периоды стабилизации поверхности, когда скорости почвообразования превышали скорости морфолитогенеза, и смягчение климатических условий (Сычева и др., 2017a).

Каждая из почв образована на скрыто- или слабослоистых суглинках эолово-делювиально-солифлюкционного происхождения, имеет специфические черты, позволяющие отличить ее от других почв и составить представление об условиях почвообразования. Профили ранневалдайских интерстадиальных почв по сравнению с профилем межледниковой рышковской почвы менее мощные (0.5–1.2 м) и дифференцированные, что связано, прежде всего, с меньшей продолжительностью их развития (около 3–5 тыс. лет против 12–15 тыс. лет для межледниковой рышковской почвы).

В первый ранневалдайский интерстадиал (МИС 5c) формируется *кукуевская палеопочва* (слой 6). Ее профиль Ah–Bt–C частично сформирован на переотложившем материале нижних горизонтов рышковской почвы.

Кукуевская палеопочва нарушена трещинами, проникающими из селиховодворского и млодательского лёссов, а также гумусовыми языками стрелецкой палеопочвы (Сычева, 2012). Она перекрыта *млодательским лёссом* (МИС 5b), в нижней части —

педоседиментом, образованным за счет разрушения и переотложения почв этого же возраста, развитых на более высоких позициях рельефа.

Стрелецкая палеопочва (слой 5) имеет профиль Ah–ABca–BC и хуже сохранилась, чем кукуевская. Почвенный материал сосредоточен между трещинами селиховодворского криогенного горизонта, представлен отдельными блоками, особенно горизонт A1. Почва сформирована на делювии с нечеткой слоистостью — на млодательском педоседименте.

Ведущим почвообразовательным процессом для обеих почв является гумусонакопление. Отмечена начальная сегрегация соединений Fe и Mn, свидетельствующая о процессах некоторого оглеения, происходивших в палеопочвах. Уверенно определяется текстурная дифференциация.

Кукуевскую палеопочву можно диагностировать как *файозем*, развивавшийся с периодами сезонных весеннего переувлажнения и значительного летнего иссушения в условиях лесостепи более континентального типа, чем современная лесостепь Среднерусской возвышенности — лесостепь Среднего Поволжья (табл. 2). Характеристика свойств стрелецкой почвы позволяет отнести ее к лесостепным черноземно-луговым почвам (Chernozem Stagnic), аналогичным сибирским черноземам.

Гумусовые трещины горизонта Ah в стрелецкой почве больше по размерам, чем деформации ниж-

ней границы горизонта Ah кукуевской почвы, что свидетельствует о более суровой обстановке заключительных этапов развития почвы при переходе к третьему ранневалдайскому селиховодворскому стадиялу (МИС 4).

Почва перекрыта ее же педоседиментом, переходящим в *селиховодворский лёсс*, к которому приурочены мощные псевдоморфозы одноименного криогенного горизонта, разбивающие обе ранневалдайские почвы и указывающие на наступление суровых условий в конце раннего валдая — начале пленигляциала (МИС 4) (Сычева, 2012).

Средневалдайские александровская и брянская палеопочвы (МИС 3).

Александровская палеопочва (слой 4) формировалась в первое интерстадиальное потепление среднего валдая (около 56000–53000 лет назад, МИС 3с). Радиоуглеродный возраст почвы 49500 ± 520 лет BP или 53742 ± 2124 лет cal BP (Ki-15275) (табл. 1). Эта почва развита не только над днищем почти полностью заполненной московско-микулинской палеобалки, но и на склонах палеоформы. Возможно, она отражает поверхность неглубокой, но обширной депрессии — степного блюдца, образовавшегося на месте палеобалки.

Гумусовый горизонт Ahg александровской палеопочвы оглеен и криотурбирован — смят в складки, петли (нарушения, характерные для переувлажненных мерзлых грунтов). Этим деформациям придается стратиграфическое значение — выделяется тускарский криогенный горизонт (Сычева, 2012). Ведущие почвообразовательные процессы — гумусообразование и оглеение — и отсутствие признаков текстурной дифференциации позволяют отнести эту почву к интерстадиальным луговым, формировавшимся в западинах холодной лесостепи умеренного пояса. Ближайший аналог — луговые почвы Сибири (табл. 2). Нарушенность профиля мерзлотными процессами свидетельствует о том, что в завершающую стадию почва формировалась в условиях многолетней мерзлоты.

Тускарский лёсс, перекрывающий александровскую палеопочву в условиях повышенной аккумуляции, включает дополнительные почвенные и криогенные горизонты. В разрезах низкого уровня второй надпойменной террасы и склонов к ней (разрезы Гидроузел, Костенки 14, 17, Борщево и другие) этот возрастной интервал представлен более подробно, включая дополнительные 2–4 уровня (Haesaerts et al., 2004; Седов и др., 2010).

Брянская палеопочва отражает важнейший палеогеографический рубеж, завершающий мегаинтерстадиал последнего ледникового периода (МИС 3). Брянская палеопочва широко распространена в перигляциальной и внеледниковых областях Восточно-Европейской равнины и яв-

ляется главным стратиграфическим репером (геосолью), разделяющим средне- и поздневалдайские отложения (Величко и др., 1997).

В Александровском карьере брянская палеопочва развита более широко, чем другие позднеплейстоценовые палеопочвы: не только над днищами палеобалок и их отвершков, но и на склонах палеоформ, однако на высоких водораздельных поверхностях она отсутствует. Почва легко узнается благодаря своим ярким морфотипическим свойствам: профилю типа Ah–AB–Vca–Bg, клиновидному характеру нижней границы гумусового профиля, агрегированности ооидного типа, мучнистым карбонатам (Sycheva, Khokhlova, 2016). Полученная нами ^{14}C -дата 33140 ± 230 лет BP (табл. 1) по препарату гуминовых кислот, выделенному из центральной части (ядра) горизонта Ah, дает основание отнести время формирования брянской палеопочвы к завершающей фазе средневалдайского мегаинтерстадиала.

Брянская палеопочва сильно деформирована — разбита псевдоморфозами по ледяным клиньям владимирского криогенного горизонта, отражающего наиболее суровые условия максимума последнего валдайского оледенения. Благодаря этому, ее гумусовые и переходные горизонты выполняют клиновидные структуры шириной от 100–120 до 150 см, глубиной 100–150 см, которые чередуются через 180–200 см. Внутри крупных клиньев может находиться плотное ядро из более гумусированного суглинка (остатки горизонта Ah). Карбонатный горизонт сосредоточен в межструктурных пространствах и обрамляет клиновидные структуры. В основании профиля может быть развит глеевый горизонт.

Реконструкция генезиса брянской палеопочвы затруднена тем, что она испытала значительные нарушения почвенного профиля, и ее полные аналоги среди современных почв неизвестны. Сильнейший криогенез, приуроченный к заключительным этапам развития почвы (владимирский криогенный горизонт), способствовал перераспределению основных горизонтов, перемешиванию почвенной массы, вторичному оглеению. Материал гумусового горизонта стекал внутрь мерзлотных трещин при их таянии, образуя грушевидные ядра, а карбонатный горизонт подтягивался к мерзлотным клиньям при замерзании. В результате криогенные структуры типа пятен-медальонов привели к нарушению, смещению и перемещению почвенных горизонтов. По строению реконструированного профиля Ah–AB–Vca–Bg почву можно назвать дерновой иллювиально-карбонатной надмерзлотно-глеевой, а в центре палеодепрессии, где развит мощный глеевый горизонт, — мерзлотной дерново-глеевой.

Наиболее близкими аналогами интерстадиальных брянских почв, по мнению Т.Д. Морозовой

(1981), являются мерзлотно-таежные и лесостепные палевые почвы континентальных районов Центральной Якутии (табл. 2). Для них характерны подобные диагностические признаки: ооидная агрегированность, которая может быть результатом криогенной коагуляции, фульватный состав гумуса, оглиненность и оглеенность профиля.

Послебрянский этап (максимум валдайского оледенения и основное время позднеледникового в строении разреза Александровский карьер отражен наименее детально (*поздневалдайский лёсс*). Мощность отложений не превышает 1.0 м. Это связано с тем, что в течение длительного времени (около 30–14 тыс. лет) водораздельные поверхности Среднерусской возвышенности были зонами денудации, а не аккумуляции мелкозема (Sycheva, Khokhlova, 2016).

Аккумуляция лёссовидного суглинка на водораздельных поверхностях возобновилась во время похолоданий финального плейстоцена (дриас 1–3). Во время деградации многолетней мерзлоты формировались термоэрозионные формы рельефа — делли. Эти палеодепрессии, вероятно, первоначально являлись термокарстовыми формами, возникшими по решеткам полигонов (ярославский криогенный горизонт) (Сычева, 2012). В конце валдайского оледенения при вытаивании повторно-жильных льдов криогенная решетка осваивалась эрозионной сетью. На высоких позициях плато и в верхних частях склонов в заполнениях деллей стали аккумулироваться тяжелые лёссовидные суглинки. Зернистая структура суглинков свидетельствует о проработке их почвенной мезофауной. Радиоуглеродные даты этих суглинков, 12200 ± 180 лет BP (Ki-9361) и 11140 ± 190 лет BP (Ki-9360), позволяют сопоставить их образование с потеплениями бёллинг и аллерёд (табл. 1). В разрезе Дивногорье 9, расположенном на юго-востоке Среднерусской возвышенности, эти суглинки образуют дивногорский педолитокомплекс (Sycheva et al., 2016; Сычева и др., 2017б).

Делли перекрыты лёссовидными суглинками (*позднеледниковый лёсс*), послужившими материнской породой для современных почв, и полностью переработаны голоценовым почвообразованием.

Реконструкции и корреляции

Таким образом, основные интервалы позднего плейстоцена на Восточно-Европейской равнине — микулинское межледниковье, валдайское раннеледниковье, средневалдайский пленигляциал — выступают как сложно структурированные периоды.

Каждая из интегрированных (составных) почв плакоров (салынская, крутицкая, брянская) в московско-микулинских депрессиях и на склонах, широко развитых на Среднерусской возвышен-

ности, разворачивается в две, а иногда в три и более полнопрофильные почвы, отражая меньшие по иерархии климатические ритмы, чем ритмы, которые демонстрируют палеопочвы разрезов, занимающих автономные позиции.

Для микулинского межледниковья (127–117 тыс. лет назад) фиксируются не менее трех, а порой четырех сигналов благоприятных (оптимальных сочетаний тепла и влаги) климатических условий. В днищах палеобалок они отражены тремя-четырьмя профилями почв (педогенные фазы), раздельными педоседиментами этих почв (эрозионно-аккумулятивные этапы), которые вместе образуют рышковский педолитокомплекс (МИС 5e), коррелируемый с салынской почвой — нижней почвой мезинского педокомплекса (табл. 3). Подобная детальная структура последнего (микулинского) межледниковья (с несколькими оптимумами) отмечается для субаквальных и аквальных палеоландшафтов, то есть записана в болотных, озерных, морских и ледовых отложениях (Гричук, 1989; Спиридонова, 1991; GRIP Members, 1993; Seidenkrantz et al., 1996).

Переход от межледниковья к раннеледниковью подробно запечатлен в характеристиках нижней части сеймского слоя. Реконструируется неустойчивый климат с эпизодами засух и сильных пожаров еще в конце межледниковья. Уже тогда рышковская почва оказалась захороненной в днище палеобалки. Накопление сеймского педоседимента (временной аналог внутримезинского севского лёсса) значительной мощности с разнообразными следами мерзлотных деформаций в средней и верхней частях приходится главным образом на МИС 5d (Сычева, 2012). ОСЛ-дата 115 тыс. лет назад, определенная для образца, отобранного из верхней части сеймского слоя, подтверждает его формирование в первую стадию валдайского раннеледниковья. Таким образом, уже 115 тыс. лет назад на Среднерусской возвышенности устанавливаются перигляциальные условия, косвенно подтверждающие образование ледникового покрова на северо-западе Европы (Величко и др., 2017).

Верхняя граница валдайского раннеледниковья (МИС 4) отражена в изучаемом разрезе очень четко — наличием крупных котлообразных криогенных деформаций (селиховодворский криогенный горизонт), нарушающих лежащие ниже ранневалдайские палеопочвы. Это показывает распространение многолетней мерзлоты на Среднерусской возвышенности (Сычева, 2012).

Для разделяющего эти палеопочвы младатского лёсса, отражающего второе похолодание раннего валдая (МИС 5b), возможно, несколько меньшее, чем предыдущее (МИС 5d — сеймский педоседимент и криогенный горизонт), получена ОСЛ-дата 91 тыс. лет назад. Это дает основание делать определенные выводы о возрасте ранне-

Таблица 3. Корреляция педолитостратиграфии позднего плейстоцена Восточной, Центральной, Западной Европы, Западной и Восточной Сибири (желтый (серый в черно-белой бумажной версии) цвет – похолодания, лёссовобразование)

МИС	Восточная Европа: Среднерусская возвышенность (Сычева и др., 2007; Сычева, 2012)	Восточная Европа: Центральная Россия (Величко и др., 1997; Little et al., 2002)	Восточная Европа: Украина (Gerashenko, 2000, 2006)	Центральная Европа: Чехия (Bronger, Smolíková, 2019; Frechen et al., 1999b)	Западная Европа (Frechen et al., 1999a; Haesaerts, Mestdagh, 2000; Terhorst et al., 2001)	Западная Европа: Нидерланды, Германия (Bibus, 1999)	Западная Европа: Франция (Antoine, et al., 1999)	Западная Сибирь (Зыкина, Зыкин, 2012)	Восточная Сибирь (Чеха, 1990; Frechen et al., 2005)			
1	Голоцен (4–6 почв)	Голоцен	Голоцен	Голоцен	Голоцен	Голоцен	Голоцен	Голоцен	Голоцен			
2.2	Позднеледниковый лёсс и ярославский КГ	Алтыновский лёсс	Причерноморский лёсс	Верхний лёсс	Верхний лёсс	Карбонатный лёсс	Карбонатный лёсс	Баганский лёсс				
2.2	5–6 почв и лёссов	Трубчевская почва	Дофиновская почва	Тундроглеевая почва	Тундроглеевая почва			Суминская почва				
2.1	Поздневалдайский лёсс и владимирский криогенный горизонт (КГ)	Деснинский лёсс	Бугский лёсс	Лёсс и несколько инициальных тундроглеевых почв	Лёсс и несколько инициальных тундроглеевых почв			Ельцовский лёсс				
3.5	Брянская почва	Брянская почва	Витачевская почва 3	ПК (почвенный комплекс) I	Штильфрид В ПК	Денекамп, Хенгело	Гранд Бойс	Почва 2	Искитимский ПК	Почва	Куртаковский ПК	
3.4	Тускарский лёсс 2, КГ		Лёсс					Лёсс				
3.3	Гидроузельская почва		Витачевская почва 2			Моерсхоф	Чарбон					
3.2	Тускарский лёсс 1, КГ		Лёсс									
3.1	Александровская почва		Витачевская почва 1			Глинде	Зиле	Почва 1		Почва		
						Оерел	Коулотте					
4	Селиховодворский лёсс, КГ	Хотылевский лёсс	Удайский лёсс	Нижний лёсс	Нижний лёсс			Тулинский лёсс		Чанинская толща		
5a	Стрелецкая почва	Крутицкая почва	Мезинский ПК	Прилуцкая почва 2	Почва	ПК II	Почва	Штильфрид А ПК	Оддерале	Ст Герман II	Почва	Сухоложский ПК
5b	Млодатынский лёсс, КГ			Лёсс	Лёсс		Лёсс					
5c	Кукуевская почва			Прилуцкая почва 1	Почва		Почва	Бреруп	Ст Герман Ia	Почва 2	Бердский ПК	Почва
					Лёсс	Лёсс	Лёсс					
				Почва	ПК III	Почва	Почва	Амесфорд	Ст Герман Ib			
5d	Сеймский лёсс, КГ	Севский лёсс	Тясминский лёсс	Лёсс			Лёсс					
5e	Рышковская почва и рышковский педокомплекс (ПК)	Салынская палеопочва	Кайдакская почва	Эмиан почва			Эмиан почва	Эмиан		Почва 1		Каменноложская почва
6	Московский лёсс	Московский лёсс	Днепровский лёсс	Заале лёсс	Заале лёсс	Заале лёсс	Заале лёсс	Заале	Заале	Сузунский лёсс		Сузунский лёсс

валдайских палеопочв. В раннем валдае сформировались две интерстадиальные лесостепные палеопочвы умеренного пояса: кукуевская (МИС 5с, около 100–95 тыс. лет назад) и стрелецкая (МИС 5а, около 80–75 тыс. лет назад), фиксирующие два

главных сигнала теплого климата (интерстадиалы). Завершается относительно теплое время раннего валдая сильным похолоданием (МИС 4).

Средневалдайское потепление, которое многими исследователями трактуется как мегаинтер-

стадиал, обладает очень сложной временной структурой (Спиридонова, 1991; Frechen et al., 1999b; Haesaerts, Mestdagh, 2000; Haesaerts et al., 2004; Antoine et al., 2001; Van Andel, 2002; Gerasimenko, 2006; Седов и др., 2010). Дважды, трижды и, возможно, чаще возникали условия, благоприятные для почвообразования, во вновь образованных аккумулятивных и трансаккумулятивных ландшафтах (в прежних поймах, на склонах, в депрессиях), когда сформировались александровская (МИС 3e, около 60–52 тыс. лет назад), гидроузельская (МИС 3c, около 44–38 тыс. лет назад) и брянская (МИС 3a, около 33–27 тыс. лет назад) палеопочвы (табл. 3).

Почвы разделены тускарским лёссом со следами криогенных нарушений. Наиболее значительные из них относятся к владимирскому криогенному горизонту, нарушающему профиль брянской почвы, и соответствуют максимуму оледенения (МИС 2).

Поздний валдай включает два главных, существенно различающихся по климатическому тренду интервала: максимум последнего оледенения – МИС 2.1 и сложный переход от ледниковья (криохрона) к голоцену (современному термохрону) – МИС 2.2. Он фиксируется не только горизонтами лёссов с мерзлотными деформациями (владимирский и ярославский криогенные горизонты), но и эрозионно-термокарстовыми формами (деллями). Эпизоды смягчения климатических условий в разрезах отражены формированием инициальных (пионерных) почв (от 1 до 6 и более), образующих различные сочетания, одно из которых – дивногорский педолитокомплекс финального плейстоцена, отражающий два-три теплых климатических сигнала (Sycheva et al., 2016).

Таким образом, общая структура позднплейстоценового климатического макроритма, состоящая из межледниковья (микулинского, эемского) и последнего (валдайского, юрмского, вистулианского) оледенения (криохрона), в свою очередь включающего относительно теплое раннеледниковье, основное время оледенения – пленигляциал – и позднеледниковье (Kukla et al., 2002), нашла отражение в строении изученного разреза. Вследствие особых хронологических и геоморфологических условий разреза – заполнение крупной депрессии, образованной перед межледниковьем, – каждый из этих интервалов отличается внутренней структурой, особенно сложной для межледникового (рышковский педолитокомплекс) и раннеледникового (две палеопочвы: кукуевская и стрелецкая и два лёсса с криогенными горизонтами: сеймский, млодательский) этапов. По мере заполнения депрессии полнота геологического архива уменьшалась. Однако валдайский пленигляциал отражен все еще полно и имеет трехчленное строение, включая начальное (сели-

ховодворский криогенный горизонт), завершающее похолодание (владимирский криогенный горизонт) и разделяющее их сложное, относительно теплое время – мегаинтерстадиал. Последний в Александровском разрезе представлен достаточно детально: двумя-тремя теплыми сигналами, отраженными в формировании александровской, гидроузельской (редко) и брянской палеопочв, и разделяющими их холодными этапами: лёссами с тускарским и владимирским криогенными горизонтами. Только максимум валдайского оледенения и позднеледниковье не отличаются детальностью записи климатических событий, хотя наиболее значительные из них нашли отражение (владимирский, ярославский криогенные горизонты и бёллинг-аллерёдское потепление).

Представленная высокоразрешающая педолито-криостратиграфия хорошо согласуется с климатическими изменениями, определяемыми по результатам изучения детальных архивов морских, океанических и ледовых отложений (Seddenkrantz et al., 1996). Почвы отражают не все дробные климатические сигналы, фиксируемые в таких архивах, но интегрируют их в более крупные ритмы. В рышковском педолитокомплексе, границы которого определены ОСЛ-датированием в 127–117 тыс. лет назад, выделяются три-четыре теплых и четыре холодных сигнала, что соответствует ледовой записи МИС 5e в керне из скважины, пробуренной в Гренландии (GRIP Members, 1993). В раннем валдае две палеопочвы – кукуевская и стрелецкая – отражают наиболее крупные потепления МИС 5c и МИС 5a соответственно, а два лёсса с криогенными горизонтами – сеймский и млодательский – отражают значительные похолодания МИС 5d и МИС 5b соответственно. В среднем валдае сформированы две палеопочвы, александровская и брянская, фиксирующие наиболее существенные потепления. В условиях повышенного осадконакопления между ними также отмечена гидроузельская почва. В строении разрезов молодых надпойменных террас и склонов к ним каждая из этих почв подразделяется на два-три уровня (Спиридонова, 1991; Haesaerts et al., 2004; Седов и др., 2010), отражая влияние более мелких климатических ритмов и существенно детализируя события среднего валдая.

Реконструированная история ландшафтно-климатических событий Среднерусской возвышенности вполне согласуется с представлениями европейских исследователей (табл. 3) (Paape et al., 1990; Pecs, 1992; Bibus, 1999; Frechen et al., 1999a, 1999b; Gerasimenko, 2000, 2006; Antoine et al., 2001, 2013; Kukla et al., 2002; Van Andel, 2002; Bronger, 2003; Rousseau et al., 2013), что позволяет провести следующие корреляции: рышковская палеопочва соответствует эемскому межледниковью (127–117 тыс. лет назад, МИС 5e); кукуевская – интерстадиалам Амерсфорт + Бреруп–Сен-

Жермен 1 (105–95 тыс. лет назад); стрелецкая – интерстадиалу Оддерраде–Сен-Жермен 2 (около 85–75 тыс. лет назад); александровская – интерстадиалу Оерелу (56–52 тыс. лет назад); гидроузельская – интерстадиалу Моерсхоф–Поперенге (44–45 тыс. лет назад), а также интерстадиалу Хенгело (40–38 тыс. лет назад); брянская (33–27 тыс. лет назад) – интерстадиалам Штильфрид В, Денекамп или Гранд Буа.

Наиболее близкое строение позднеплейстоценовая почвенно-седиментационная последовательность Среднерусской возвышенности имеет с аналогичной лёссово-почвенной серией Украины в разрезах Кривая Лука в Донецком регионе, Старые Безрадичи и Прилуки на Днепровском левобережье (Gerasimenko, 2000, 2006; Gerasimenko, Sycheva, 2014). Рышковская межледниковая палеопочва (МИС 5е) коррелирует с кайдакской палеопочвой, кукуевская (МИС 5с) и стрелецкая (МИС 5а) – с 1-й и 2-й прилуцкими почвами, александровская, гидроузельская и брянская палеопочвы (МИС 3) – с 1-й, 2-й и 3-й витачевскими палеопочвами (табл. 3).

Близкое строение с изученным разрезом имеют такие полные разрезы Центральной Европы, как Дольни Вестонице в Моравии (Чехия), Штильфрид в Австрии, Майнц-Вензенау на среднем Рейне (Германия), Менде в Венгрии и другие опорные разрезы позднего плейстоцена (Paere et al., 1990; Pecsí, 1992; Antoine et al., 1999; Bibus, 1999; Frechen et al., 1999a, 1999b; Kukla et al., 2002; Rousseau et al., 2013).

Изученный разрез Александровский карьер в некоторой степени сходен по строению с разрезами Западной Сибири и, в большей степени, с разрезами Восточной Сибири (Чеха, 1990; Frechen et al., 2005; Зыкина, Зыкин, 2012). Рышковская палеопочва коррелирует с нижней (межледниковой) палеопочвой бердского педокомплекса, а кукуевская и стрелецкая палеопочвы – с верхней палеопочвой этого же комплекса Западной Сибири и с сухоложским педокомплексом, развитым в Восточной Сибири (табл. 3). Александровская, гидроузельская и брянская палеопочвы соответствуют искитимскому педокомплексу Западной Сибири, состоящему из двух почв, и более детально куртакскому педокомплексу Восточной Сибири. Дивногорский педокомплекс коррелирует с суминской палеопочвой (табл. 3).

ВЫВОДЫ

1. Поздний плейстоцен (с 130/127 тыс. лет назад) начинается с формирования межледникового рышковского педолитокомплекса, продолжавшегося на протяжении 12–15 тыс. лет. Он включает 3–4 почвенные фазы (первая – лесостепная, следующие – лесные), разделенные морфолитоген-

ными этапами. Межледниковье (МИС 5е) завершается катастрофой – сильным лесным пожаром и ускоренной слепожарной эрозией (около 117 тыс. лет назад).

2. В первое ранневалдайское похолодание (МИС 5d) происходит активизация эрозионных и криогенных процессов. Формируется сеймский слой и одноименный криогенный горизонт (117/115 тыс. лет назад).

3. В раннем валдае формировались две интерстадиальные черноземные почвы – кукуевская (МИС 5с) и стрелецкая (МИС 5а), разделенные младатским лёссом (МИС 5b) с криогенным горизонтом (около 91 тыс. лет назад). Этап завершается крупным похолоданием – накоплением селиховодворского лёсса и возобновлением многолетней мерзлоты (селиховодворский криогенный горизонт) – МИС 4. Возраст около 70–65 тыс. лет назад.

4. В среднем валдае (МИС 3) сформированы три и более интерстадиальные палеопочвы: александровская (55–53 тыс. лет назад), гидроузельская (44–38 тыс. лет назад), разделенные тускарским лёссом и криогенным этапом (50 тыс. лет назад), и брянская (2–3 почвы) (33–26 тыс. лет назад). В разрезах террасы (низкий уровень II надпойменной) геологический архив более подробный.

5. Начало поздневалдайского оледенения МИС 2.2 отражает владимирский криогенный горизонт, завершение – ярославский криогенный горизонт. Поверхность высоких плато была денудационной, а не аккумулятивной, вследствие чего лёссы не накапливались, происходило омоложение брянской палеопочвы.

6. В позднем валдае МИС 2.1 нет интерстадиальных почв, формируются несколько (1–6) инициальных палеопочв. В самом конце позднеледниковья образовался дивногорский педолитокомплекс.

7. В позднеледниковье, главным образом в дриасе 1–3, на плакорах накапливался лёссовидный суглинок, послуживший материнской породой для голоценовых почв.

8. Картина событий позднего плейстоцена Среднерусской возвышенности коррелирует с ландшафтно-климатическими событиями, происходившими в Европе (Украина, Австрия, Германия, Франция, Бельгия, Сербия, Чехия) и в других регионах распространения лёссово-почвенных архивов (Западная и Восточная Сибирь).

Источники финансирования. Работа выполнялась в рамках госзадания, темы № 0148-2019-0006 и 0191-2019-0046 и при поддержке РФФИ, грант 19-29-05024 мк.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арсланов Х.А. Радиоуглерод и геохронология. Л.: Изд-во ЛГУ, 1987. 300 с.

- Величко А.А., Морозова Т.Д.* Лёссовый покров в позднем плейстоцене (карта 18) // Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен—голоцен. Атлас-монография. М.: ГЕОС, 2009. С. 49–63.
- Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Губонина З.П., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Сычева С.А., Тимирева С.Н., Ударцев В.П., Халчева Т.А., Цацкин А.И., Чиколини Н.И.* Основные черты строения лёссово-почвенной формации // Лёссово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины. Палеогеография и стратиграфия. М.: ИГ РАН, 1997. С. 5–24.
- Величко А.А., Фаустова М.А., Писарева В.В., Карпухина Н.В.* История Скандинавского ледникового покрова и окружающих ландшафтов в валдайскую ледниковую эпоху и начале голоцена // Лед и снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 391–416.
- Гричук В.П.* История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Наука, 1989. 183 с.
- Заррина Е.П.* Четвертичные оледенения северо-западных и центральных районов Европейской части СССР. Л.: Недра, 1997. 187 с.
- Заррина Е.П., Краснов И.И., Скоморохов А.И., Спиридонова Е.А.* Стратиграфия и палинология лёссовидных пород центра Среднерусской возвышенности // Палинология плейстоцена и голоцена. М.: Изд-во МГУ, 1981. С. 13–31.
- Зыкина В.С., Зыкин В.С.* Лёссово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене. Новосибирск: Академическое изд-во “ГЕО”, 2012. 478 с.
- Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 341 с.
- Морозова Т.Д.* Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1981. 282 с.
- Седов С.Н., Хохлова О.С., Сеницын А.А., Кортка М.А., Русаков А.В., Ортега Б., Соллейро Э., Розанова М.С., Кузнецова А.М., Каздым А.А.* Позднеплейстоценовые палеопочвенные серии как инструмент локальной палеогеографической реконструкции (на примере разреза Костенки 14) // Почвоведение. 2010. № 8. С. 938–955.
- Симакова А.Н.* Развитие растительного покрова Русской равнины и Западной Европы в позднем неоплейстоцене—среднем голоцене (33–4.8 тыс. л.н.) (по палинологическим данным). Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН, 2008. 34 с.
- Скоморохов А.И.* Структура чехла субэаральных отложений внеледниковой зоны (на примере бассейна Сейма) // Пограничные горизонты неогена и антропогена КМА и Верхнего Дона. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1982. С. 101–107.
- Спиридонова Е.А.* Эволюция растительного покрова бассейна Дона в верхнем плейстоцене—голоцене. М.: ИА РАН, 1991. 198 с.
- Сурмач Г.П.* Рельефообразование, формирование лесостепи, современная эрозия и противоэрозионные мероприятия. Волгоград: Б. И., 1992. 175 с.
- Сычева С.А.* О географии и развитии мезинского комплекса Окско-Донской равнины // Почвоведение. 1985. № 8. С. 26–37.
- Сычева С.А.* Эволюционный анализ позднеплейстоценовых катен и геосистем Среднерусской возвышенности (на примере разреза Железногорск). М.: ИГ АН, 1993. 83 с.
- Сычева С.А.* Эволюция погребенных балочных ландшафтов лесостепи Русской равнины // Изв. РАН. Сер. географ. 2003. № 1. С. 113–123.
- Сычева С.А.* Погребенные позднеплейстоценовые балки // Многоликая география. Развитие идей Иннокентия Петровича Герасимова (к 100-летию со дня рождения). Ред. Глазовский Н.Ф. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2005. С. 90–100.
- Сычева С.А.* Морфолитопедогенез в аккумулятивных и трансаккумулятивных ландшафтах как особый механизм почвенной и литогенной памяти // Память почв: почва как память биосферно-геосферно-антропо-сферных взаимодействий. Глава 5. М.: ЛКИ, 2008. С. 128–160.
- Сычева С.А.* Палеомерзлотные события в перигляциальной области Среднерусской возвышенности в конце среднего и в позднем плейстоцене // Криосфера Земли. 2012. № 4. С. 45–56.
- Сычева С.А., Гунова В.С.* Результаты изучения позднеплейстоценового лёссово-почвенного комплекса в погребенной балочной системе Среднерусской возвышенности // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2004. № 65. С. 86–101.
- Сычева С.А., Гунова В.С., Симакова А.Н.* Два варианта строения позднеплейстоценовой покровной толщи перигляциальной области Русской равнины // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы X Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Москва, 2007. С. 404–407.
- Сычева С.А., Бронникова М.А., Григорьева Т.М., Гунова В.Н., Пономаренко Е.В., Седов С.Н., Симакова А.Н., Пушкина П.Р., Шеремецкая Е.Д.* Памятник природы Александровский карьер: общая характеристика, геохронология и стратиграфия // Путеводитель экскурсий Общества почвоведов им. В.В. Докучаева и Всероссийской с зарубежным участием научной конференции (Белгород—Курск, 23–24 августа 2016 г.). Экскурсия № 3. Белгород: Изд. дом “Белгород”, 2016. С. 81–108.
- Сычева С.А., Григорьева Т.Г., Пушкина П.Р.* Стратиграфия ранневалдайского интервала внеледниковой области русской равнины (МИС 5d–4) // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 2017а. № 75. С. 60–80.
- Сычева С.А., Седов С.Н., Бронникова М.А., Таргульян В.О., Соллейро-Реболledo Э.* Генезис, эволюция и катастрофическое захоронение рышковской палеопочвы миккулинского межледниковья (МИС 5e) // Почвоведение. 2017б. № 9. 2017. С. 1027–1046.
- Чеха В.П.* Ископаемые почвы // Куртаковский археологический район. Красноярск: Изд-во “ПО Сибирь”, 1990. Вып. 3. С. 19–47.
- Шик С.М., Заррина Е.П., Писарева В.В.* Стратиграфия и палеогеография неоплейстоцена центра и северо-запада Европейской России // Палинологические, климатостратиграфические и геоэкологические реконструкции. СПб.: Недра, 2006. С. 85–121.

- Adamiec G., Aitken M.J.* Dose-rate conversion factors: update // *Ancient TL*. 1998. № 16. P. 37–50.
- Aitken M.J.* Thermoluminescence dating. London: Academic Press, 1985. 359 p.
- Antoine P., Rousseau D.-D., Lautridou J.P., Hatté C.* Last interglacial-glacial climatic cycle in loess-palaeosol successions of northwestern France // *Boreas*. 1999. № 28. P. 551–563.
- Antoine P., Rousseau D.-D., Zöller L., Lang A., Munaut A.-V., Hatte Ch., Fontugne M.* High-resolution record of the last interglacial-glacial cycle in the Nussloch loess-palaeosol sequences, Upper Rhine Area, Germany // *Quaternary Int.* 2001. № 76/77. P. 211–229.
- Antoine P., Rousseau D.-D., Degeai J.-P., Moine O., Lagroix F., Kreutzer S., Fuchs M., Christine H., Gauthier C., Svoboda J., Lisá L.* High-resolution record of the environmental response to climatic variations during the last interglacial-glacial cycle in Central Europe: the loess-palaeosol sequence of Dolní Věstonice (Czech Republic) // *Quaternary Sci. Rev.* 2013. № 67. P. 17–38.
- Bibus E.* Loess of South Germany – stratigraphy, paleoclimate and connections with river terraces // *Chinese Sci. Bull.* 1999. № 44. P. 133–138.
- Bronger A.* Correlation of loess-paleosol sequences in East and Central Asia with SE Central Europe: towards a continental Quaternary podostratigraphy and paleoclimatic history // *Quaternary Int.* 2003. № 106–107. P. 11–31.
- Bronger A., Smolíková L.* Quaternary loess-paleosol sequences in East and Central Asia in comparison with Central Europe – micromorphological and paleoclimatological conclusions // *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 2019. V. 71. № 1. P. 65–92.
- Frechen M., Schweitzer U., Zander A.M.* Improvements in sample preparation for the fine grain technique // *Ancient TL*. 1996. V. 14. P. 15–17.
- Frechen M., Boenigk W., Hambach U., Reinders J.* The Late Middle and Upper Pleistocene loess/palaeosol deposits of section to Knchesberg/Neuwied basin // *Loess in the Middle and Upper Rhine area. Field Guide of the Loessfest Excursion 99*. Eds. Weidenfeller M., Zokler L. Bonn–Heidelberg, 1999a.
- Frechen M., Zander A., Cilek W., Lozek V.* Loess chronology of the last interglacial/glacial cycle in Bohemia and Moravia, Czech Republic // *Quaternary Sci. Rev.* 1999b. № 18/13. P. 1467–1493.
- Frechen M., Zander A., Zykina V.S., Boervigk W.* The loess record from the section at Kurtak in Middle Siberia // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2005. V. 5. P. 228–244.
- Gerasimenko N.P.* Upper Pleistocene climatic variations in Ukraine recorded by loess-paleosol and vegetational successions // *GeoLines. Papers in Earth Sciences*. 2000. V. 11. P. 86–88.
- Gerasimenko N.P.* Upper Pleistocene loess-palaeosol and vegetational successions in the Middle Dnieper Area, Ukraine // *Quaternary Int.* 2006. № 149. P. 55–66.
- Gerasimenko N., Sycheva S.* High resolution podostratigraphy of the Upper Pleistocene loess-soil sections in the East European Plain // *Kukla Loessfest'14 – 7 Loess Seminar*. Wrocław: Institute of Geography and Regional Development, 2014. P. 10.
- GRIP Members.* Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core // *Nature*. 1993. № 364. P. 203–207.
- Golyeva A., Sycheva S.* Soils, plants and climate of the eemian interglacial local landscapes of the Russian plain on base of biogenic silica analysis // *Eurasian Soil Science*. 2010. V. 43. № 13. P. 1569–1573.
- Haesaerts P., Mestdagh H.* Pedosedimentary evolution of last interglacial and early glacial sequence in the European loess belt from Belgium to central Russia // *Netherlands J. Geosciences*. 2000. № 79 (2/3). P. 313–324.
- Haesaerts P., Damblon F., Sititsyn A., Van Der Plicht J.* Kostenki 14 (Voronezh, Central Russia): new data on stratigraphy and radiocarbon chronology // *BAR*. 2004. Inr. Ser. V. 1240. P. 169–180.
- Kukla G.J., Bender M.L., de Beaulieu J.-L., Bond, G., Broecker W.S., Cleveringa P., Gavin J.E., Herbert T.D., Imbrie J., Jouzel J., Keigwin L.D., Knudsen K.-L., McManus J.F., Merkt, J., Muhs D.R., Müller H., Poore R.Z., Porter S.C., Sereet G., Shackleton N.J., Turner C., Tzedakis P., Cwinnograd I.J.* Last interglacial climates // *Quaternary Res.* 2002. V. 58. Iss. 1. P. 2–13.
- Little E.C., Lian O.B., Velicko A.A., Morozova T.D., Nechaev V.P., Dlussky K.G., Rutter N.W.* Quaternary stratigraphy and optical dating of loess from the east European Plain (Russia) // *Quaternary Sci. Rev.* 2002. V. 21. P. 1745–1762.
- Paeppe R., Mariolakos L., Van Over loop E., Keppens E.* Last interglacial-glacial north-south geosol traverse (from stratotypes in the North Sea basin and in the Eastern Mediterranean) // *Quaternary Int.* 1990. V. 5. P. 57–70.
- Pecsi M.* Loess of the last glaciation // *Atlas of paleoclimates and paleoenvironments of the Northern Hemisphere (Late Pleistocene–Holocene)*. Budapest: Geographical Research Institute HAS; Stuttgart: Gustav Fisher Verlag, 1992. P. 110–120.
- Prescott J.R., Stephan L.G.* The contribution of cosmic radiation to the environmental dose for thermoluminescent dating – latitude, altitude and depth dependences // *РАСТ*. 1982. V. 6. P. 17–25.
- Preusser F., Degering D., Fuchs M., Hilgers A., Kadereit A., Klasen N., Krbetschek M., Richter D., Spencer J.Q.L.* Luminescence dating: basics, methods and application // *E&G. Quat. Sci. J.* 2008. № 57. P. 95–149.
- Rivas J., Ortega B., Sedov S., Solleiroc E., Sycheva S.* Rock magnetism and pedogenetic processes in luvisol profiles: Examples from Central Russia and Central Mexico // *Quaternary Int.* 2006. V. 156–157. P. 212–223.
- Rousseau D.-D., Ghil M., Kukla G., Sima A., Antoine P., Fuchs M., Hatte C., Lagroix F., Debret M.* Major dust events in Europe during marine isotope stage 5 (130–74 ka): a climatic interpretation of the Cmarkers // *Climate of the Past*. 2013. V. 9. P. 2213–2230.
- Sedov S., Sycheva S., Targulian V., Pi T., Díaz J.* Last Interglacial paleosols with Argic horizons in Upper Austria and Central Russia: pedogenetic and paleoenvironmental inferences from comparison with the Holocene analogues // *Quaternary Sci. J.* 2013. V. 62. № 1. P. 44–58.
- Seidenkrantz M.-S., Bornmalm L., Johnsen S.J., Knudsen K.L., Kuijpers A., Lauritzen S.-E., Leroy S.A.G., Mergel I., Schweger C., van Vliet-Lanoe B.* Two-step deglaciation at the oxygen isotope stage 6/5e transition: the Zeifen-Kattegat

- climate oscillation // *Quaternary Sci. Rev.* 1996. V. 15. P. 63–75.
- Sycheva S.A. New data on the composition and evolution of the Mezin loess-paleosol complex in the Russian Plain // *Eurasian Soil Sci.* 1998. V. 31 (10). P. 1062–1074.
- Sycheva S., Khokhlova O. Genesis, ^{14}C -age and duration of development of the Bryansk paleosol on the Central Russian Upland based on dating of different materials // *Quaternary Int.* 2016. V. 399. P. 111–121.
- Sycheva S., Sedov S. Paleopedogenesis during the Mikulino interglacial (MIS 5e) in the East-European Plain: buried toposequence of the key-section “Alexandrov quarry” // *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.* 2012. V. 64. № 2. P. 189–197.
- Sycheva S.A., Bessudnov A.N., Chepalyga A.L., Sadchikova T.A., Sedov S.N., Simakova A.N., Bessudnov A.A. Divnogorie pedolithocomplex of Russian Plain: the final Pleistocene deposits and environments based on the Divnogorie 9 geoaerchaeological site (middle reaches of the Don river) // *Quaternary Int.* 2016. V. 418. № 5. P. 49–60.
- Terhorst B., Appel E., Werner A. Palaeopedology and magnetic susceptibility of loess-paleosol sequence in southwest Germany // *Quaternary Int.* 2001. V. 76–77. P. 231–240.
- Thiel C., Buylaert J.P., Murray A., Terhorst B., Hofer I., Tsukamoto S., Frechen M. Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) – testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol // *Quaternary Int.* 2011. V. 234. P. 23–31.
- Van Andel T.H. The Climate and landscape of middle part of Weichselian Glaciation in Europe: The Stage 3 Project // *Quaternary Res.* 2002. V. 57. P. 2–8.
- Velichko A.A., Morozova T.D., Nechaev V.P., Rutter N.W., Dlussky K.G., Little E.C., Catto N.R., Semenov V.V., Evans M.E. Loess/paleosol/cryogenic formation and structure near the northern limit of loess deposition, East European Plain, Russia // *Quaternary Int.* 2006. V. 152–153. P. 14–30.

Рецензенты А.К. Маркова,
С.Н. Седов, А.Н. Симакова

Structure of the Late Pleistocene Climate Rhythm Based on the Study of a Detailed Soil-Sedimentation Archive of the Extraglacial Region of the East European Plain (Aleksandrovsky Quarry)

S. A. Sycheva^{a, #}, O. S. Khokhlova^b, and P. R. Pushkina^a

^a*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science, Russian Academy of Sciences, Pushchino, Moscow region, Russia*

[#]*e-mail: sychevasa@mail.ru*

The article presents the results of a study on stratigraphy and chronology of the Late Pleistocene obtained on the basis of both OSL and ^{14}C dating of paleosols and sediments in the Aleksandrovsky quarry, located on the Central Russian Upland. The location of this section in the filling of the paleo-balka contributed to the reflection in its layers of multiple alternations of the stages of soil formation, cryogenesis, and sedimentation in the Late Pleistocene. The studied sequence is one of the most detailed soil-sedimentary terrestrial archives in Eastern Europe due to its specific geomorphological position. The climate changes are reflected from the Mikulino interglacial (MIS 5e) to the Holocene (MIS 1). At the base of paleodepression the Ryshkovsky pedolithocomplex (MIS 5e, 127–117 ka) lies, the pedogenetic stages of which are extremely detailed. The first early Valdai cooling, which is reflected by the Seim stratum, has an OSL age of 115 ka. In the early Valdai time (MIS 5c and MIS 5a) two interstadial paleosols were formed: Kukuevskaya and Streletskaya. The Mlodatsky loess separating them has an OSL age of 91 ka. The Middle Valdai is represented by two main interstadial paleosols: Alexandrovsky (53 ka BP in ^{14}C) and Bryansk (33 ka BP in ^{14}C). In the filling of the Late Valdai dells, there are zoogenically processed late glacial loams formed during warming epochs, Bølling and Allerød. The presented chronostratigraphic scheme is compared with similar ones obtained for other loess-soil archives of Eastern, Central, and Western Europe.

Keywords: Late Pleistocene, paleodepression, detailed pedostratigraphy, OSL and ^{14}C dating, Central Russian Upland