

УДК 631.48

ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ПАЛЕОПОЧВЕННЫЕ СЕРИИ КАК ИНСТРУМЕНТ ЛОКАЛЬНОЙ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ РЕКОНСТРУКЦИИ (НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗА КОСТЕНКИ 14)

© 2010 г. С. Н. Седов¹, О. С. Хохлова², А. А. Сеницын³, М. А. Коркка⁴, А. В. Русаков⁴,
Б. Ортега⁵, Э. Соллейро¹, М. С. Розанова⁶, А. М. Кузнецова⁷, А. А. Каздым⁸

¹*Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, C.P.04510, D.F., Mexico*

²*Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
142290, Пушкино Московской обл., ул. Институтская, 2*

³*Институт истории материальной культуры РАН, 119186, Санкт Петербург, Дворцовая наб., 18*

⁴*Биолого-почвенный факультет Санкт-Петербургского государственного университета,
119186, Санкт Петербург, Университетская наб., 7/9*

⁵*Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, C.P.04510, D.F., Mexico*

⁶*Факультет почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, 119991, Ленинские горы*

⁷*Биологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, 119991, Ленинские горы,*

⁸*Всероссийский НИИ минерального сырья им. Н.М. Федоровского, 119017, Москва, Старомонетный пер., 31*

Поступила в редакцию 19.10.2009 г.

Изучена серия из пяти палеопочвенных единиц (7 индивидуальных профилей палеопочв), погребенных в позднеплейстоценовых (20–40 тыс. л.н.) отложениях из разр. К14 в Костенках (Воронежская обл.), с использованием комплекса морфологических, физико-химических и инструментальных методов. В верхних палеопочвах серии по сравнению с нижними уменьшаются признаки оглеения, усиливаются агрегированность и аккумуляция карбонатов, накапливаются гуматы и фульваты кальция, что указывает на иссушение палеоклимата и усиление роли травянистой растительности в почвообразовании. В пределах изученной серии наиболее развитыми являются палеопочвы, образовавшиеся 27–32 тыс. л.н. и соответствующие брянскому интерстадиалу. Оструктуренность, признаки деятельности почвенной фауны, высокая магнитная восприимчивость, морфология вторичных карбонатов криоаридных почв свидетельствуют об их формировании в дренированных позициях под лугово-степной растительностью.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема реконструкции палеоэкологических условий последней ледниковой эпохи (Валдай–Вюрм–Висла–Висконсин) изучается в течение многих десятилетий; в последнее время совершен рывок в понимании быстрых смен климатических условий за счет “прочтения” и корреляции геологических летописей с высоким временным разрешением: ледовых кернов Гренландии и Антарктиды [44, 45], а также морских отложений [43]. По сравнению с этими объектами “доля” палеопочвенной информации в анализе природной среды указанной эпохи в глобальном аспекте сравнительно невелика. Важнейшая причина состоит в том, что формирование зрелых мощных почв в условиях сильного похолодания, а также аридизации климата во многих регионах было подавлено. Валдайские палеопочвы в современных умеренных областях Европы в большинстве случаев маломощны, слабообразованы и нарушены криогенезом, солифлюкцией или другими

склоновыми процессами, часто это синлитогенные образования. Они отмечаются геологами-четвертичниками во многих региональных континентальных хроностратиграфических схемах отложений ледниковья, но используются, в основном, в качестве маркеров [5, 25, 46].

В плане индикации древних климатов наиболее распространено мнение, что палеопочвы формировались в относительно более теплые интервалы, а разделяющие их осадки (эоловые, делювиальные и т.п.) – в наиболее холодные. Опыт педогенетического анализа и детальной палеоэкологической интерпретации индивидуальных палеопочв этого времени невелик и не сопоставим с масштабами исследования более древних межледниковых почв, которые привлекают внимание ученых гораздо большей развитостью профиля, особенно в лёссово-почвенных сериях.

В пределах интересующего нас периода наибольшее внимание, особенно в Европе, было уделено палеопочвам, сформировавшимся в течение

морской изотопной стадии (МИС) 3 – интервала со сравнительно мягкими климатическими условиями, который включает несколько интерстадиалов среднего Вюрма [42]. В России более основательно изучена брянская почва средневалдайского возраста, относящаяся ко второй половине МИС 3 [8, 14, 19, 21, 30, 53].

В Германии и Франции проанализированы ранневюрмские гумусированные палеопочвы, часто образующие педокомплексы с межледниковой Эмской палеопочвой [42, 56]. Аналогичные ранневалдайские палеопочвы рассматривались в составе Мезинского комплекса [33] и были недавно описаны в качестве индивидуальных уровней в верхнеплейстоценовых балочных отложениях центра России [37].

Значительно меньше известно о педогенезе слаборазвитых палеопочв самого сурового в климатическом отношении этапа рассматриваемого периода – поздневалдайского максимума оледенения (МИС 2). Почвенные уровни внутри отложений этого этапа отмечаются в Западной Европе [42, 47] и в России (например, Гмелинская и Трубчевская почвы [9, 14, 34, 37]), однако информация о процессах и факторах их формирования недостаточна.

В случаях, когда для палеопочв рассматриваемого периода имеется педогенетическая характеристика, она относится чаще всего к некому “центральному образу”, взятому из немногочисленных опорных разрезов (во многих случаях это водораздельные варианты профилей в лёссовых толщах). Крайне слабо изучено пространственное разнообразие палеопочвенных единиц, палеокатены и палео-структур почвенного покрова; относительно недавно началось исследование склоновых и балочных вариантов [36, 37].

Недостаток внимания к палеопочвам ледниковой эпохи не соответствует потенциалу их использования в палеоэкологии. Как нам представляется, специфическая роль “почвенной памяти” этих объектов состоит в их высоком “пространственном разрешении” – то есть способности давать информацию о древней природной среде не на региональном уровне, а именно для места расположения объекта [55]. Эта способность приобретает особую важность при проведении палеоэкологических реконструкций в рамках археологических проектов. Археологам важно знать не только усредненные региональные характеристики природной среды, но и конкретные локальные ландшафтные условия, в которых функционировали поселения и группы древних людей.

В России накоплен огромный опыт почвенно-археологических исследований, но, в основном, он связан с голоценовыми объектами [1, 12, 15,

22, 23, 29, 38, 40]. Примеров работ такого же рода, но относящихся к палеолитическим культурам плейстоценового возраста, пока немного [17, 18, 20, 34, 35], тогда как именно для этого периода роль палеопочв может быть очень значима.

Рассматриваемая здесь последняя ледниковая эпоха – период с которым связаны крупные археологические и антропологические вопросы: заключительная фаза антропогенеза, выразившаяся в замещении неандертальцев человеком современного облика и связанное с ним формирование культур позднего палеолита. Эти процессы проходили в условиях природной среды, радикально отличавшейся от современной. Палеопочвы, безусловно, могут помочь понять локальные закономерности эволюции ландшафтов и сценарии взаимодействия верхнепалеолитических сообществ человека с природной средой. Данная работа является попыткой прочесть палеопедологические летописи последней ледниковой эпохи, то есть провести педогенетическое исследование и палеоэкологическую интерпретацию свойств палеопочв валдайского времени, связанных с одним из самых богатых и хорошо изученных памятников позднего палеолита Восточной Европы – группой стоянок Костенки.

Село Костенки (Воронежская обл.) – богатейшее в России место сосредоточения стоянок эпохи верхнего палеолита. С 1923 г. здесь стали производиться систематические археологические раскопки, в которых принимали участие и представители естественных наук, что позволило в 50-х–70-х гг. XX в. заложить основу хроностратиграфической последовательности культурных слоев этого комплекса [6, 7, 16, 27]. Новейший этап археологических исследований, связанный с именами Аниковича [2, 3], Сеницына [32], Лисицына [28], характеризуется еще более широким привлечением методов естественных наук. В последние годы работы международных междисциплинарных коллективов позволили разработать детальную хронологическую шкалу для ключевых разрезов, в частности, для разр. К14 [41, 48, 54]. В этих работах, однако, не уделяется специального внимания характеристикам палеопочв, встреченных во многих разрезах. Только Холлидэй с соавт. в недавней работе по геоархеологии Костенковско-Борщевского р-на [49] в большей степени привлекал данные по погребенным почвам и педоседиментам для палеоэкологических реконструкций, но его интерпретации базируются лишь на морфологических наблюдениях.

В связи с этим, целью данной работы было изучение почвенного полигенетического комплекса стоянки Костенки 14 (Маркина гора) с использованием комплекса морфологических, анали-



Рис. 1. Районы исследования.

тических и инструментальных методов и проведение палеоклиматических и палеоэкологических реконструкций, основанных именно на палеопедологическом анализе.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Авторы принимали участие в работе экспедиции ИИМК РАН под руководством к.и.н. А.А. Сеницына в 2004–2008 гг. Исследования проводились совместно с палеогеографами во главе с А.А. Величко. Коллективная статья о палеогеографии стоянки Костенки 14 (**K14**) была опубликована ранее [10]. В настоящем сообщении мы сосредоточили свое внимание на палеопочвах K14, относи-

мых к разным хроноинтервалам позднего плейстоцена – 20–40 тыс. лет тому назад.

Рельеф и строение отложений на участке стоянки Костенки 14. Стоянка находится на правом склоне Покровского лога, на участке между двумя боковыми балками, приурочена к межбалочному мысу, имеющему местное название Маркина гора (рис. 1, 2). Шурфами и раскопами здесь вскрываются отложения делювиального шлейфа, опирающегося в долине Дона на II надпойменную террасу [6, 27].

В результате исследований отложений, разрез на месте стоянки был подразделен на четыре основных пачки. Подробная характеристика выделенных пачек приводится в работе [10], для нашего исследования важно упомянуть, что каждая

пачка включала несколько палеопочв, показанных на рис. 3.

Методические аспекты палеопочвенных исследований. Плейстоценовые палеопочвы, вскрытые в раскопе К14 относятся к категории неполноразвитых склоновых палеопочв [30], они маломощны и при этом сильно нарушены склоновыми и криогенными процессами. Это заставило нас использовать все четыре стенки раскопа для поиска участков, на которых почвенные профили наименее нарушены. В связи с этим, опробование различных палеопочвенных уровней проводилось в разных частях раскопа, а не сплошной колонкой, как в случае седиментологических и палеоботанических исследований [10]. Для всех этих объектов непосредственно в поле прослеживалось их соответствие элементам общей стратиграфической схемы раскопа, проводилось морфологическое описание палеопочв и отбор образцов по генетическим горизонтам для лабораторных анализов и монолитов для изготовления шлифов. Для магнитных измерений были дополнительно взяты образцы из современного чернозема и из самой древней палеопочвы К14/V со следами прокала под древним кострищем. Электронно-микроскопические наблюдения, главным объектом которых были вторичные карбонаты, были сделаны также в осадочном слое из пачки 3. Этот слой не связан с почвенными уровнями, но обогащен кальцитом (предположительно, гидрогенным).

Микроморфологические наблюдения проводились с помощью поляризационного микроскопа Olympus с цифровой камерой. Субмикроморфологические исследования проводились на сканирующем микроскопе фирмы CamScan S-2 после напыления образцов сплавом Au-Pd; съемка велась с ускоряющим напряжением 20 кВ.

В образцах определены содержание гумуса — по Тюрину, карбонатов — ацидиметрически, а также гранулометрический состав пирофосфатным методом. Магнитная восприимчивость измерена прибором Bartington MS2B в лабораторных условиях. Групповой и фракционный состав гумуса выполнен только в образцах из гумусовых горизонтов палеопочв по методике Тюрина в модификации Плотниковой и Пономаревой, с прямым определением углерода в негидролизуемом остатке [31].

Для хронологической привязки палеопочв мы использовали радиоуглеродную шкалу для культурных слоев разр. К14, основанную на многочисленных датировках. Эти культурные слои залегают в описанных пачках и нередко совпадают с палеопочвенными уровнями [47, 54]. При этом следует иметь в виду, что к настоящему времени



Рис. 2. Ландшафтное положение разр. К14.

получена серия люминесцентных датировок, предполагающих более древний возраст рассматриваемой толщи и лучше согласующихся с тефрохронологическими и палеомагнитными данными [54, Синицын, устное сообщение, 2007].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Хроностратиграфическое положение и макроморфологическая характеристика палеопочв. В раскопе К14 выявлены слаборазвитые палеопочвы различного морфологического облика и степени сохранности, законсервированные в толще делювиальных суглинков. Их мощность не превышает 20 см и в большинстве случаев значительно меньше мощности осадочных слоев. По соотношению с осадочными слоями, набору морфогенетических признаков и степени сохранности погребенные почвы сгруппированы нами в пять палеопочвенных единиц, индексированных сверху вниз как К14/ I, II, III, IV, V (рис. 3) Их соотношение с литостратиграфическими подразделениями разреза [10] следующее: К14/I располагается в пределах пачки 1, К14/II — в пачке 2, К14/III и IV залегают в пачке 3, а К14/V — в пачке 4. Верхний слой делювиальных отложений является материнской породой для современного (голоценового) чернозема типичного намытого. Он имеет мощный гумусовый профиль (суммарная мощность горизонтов А пах, А и АВ достигает 110 см), вскипание наблюдается уже в гумусовом горизонте, вторичные карбонаты в гор. ВСК представлены мицелярными формами.

Палеопочвы К14/I развиты очень слабо и при этом значительно деформированы и смещены.

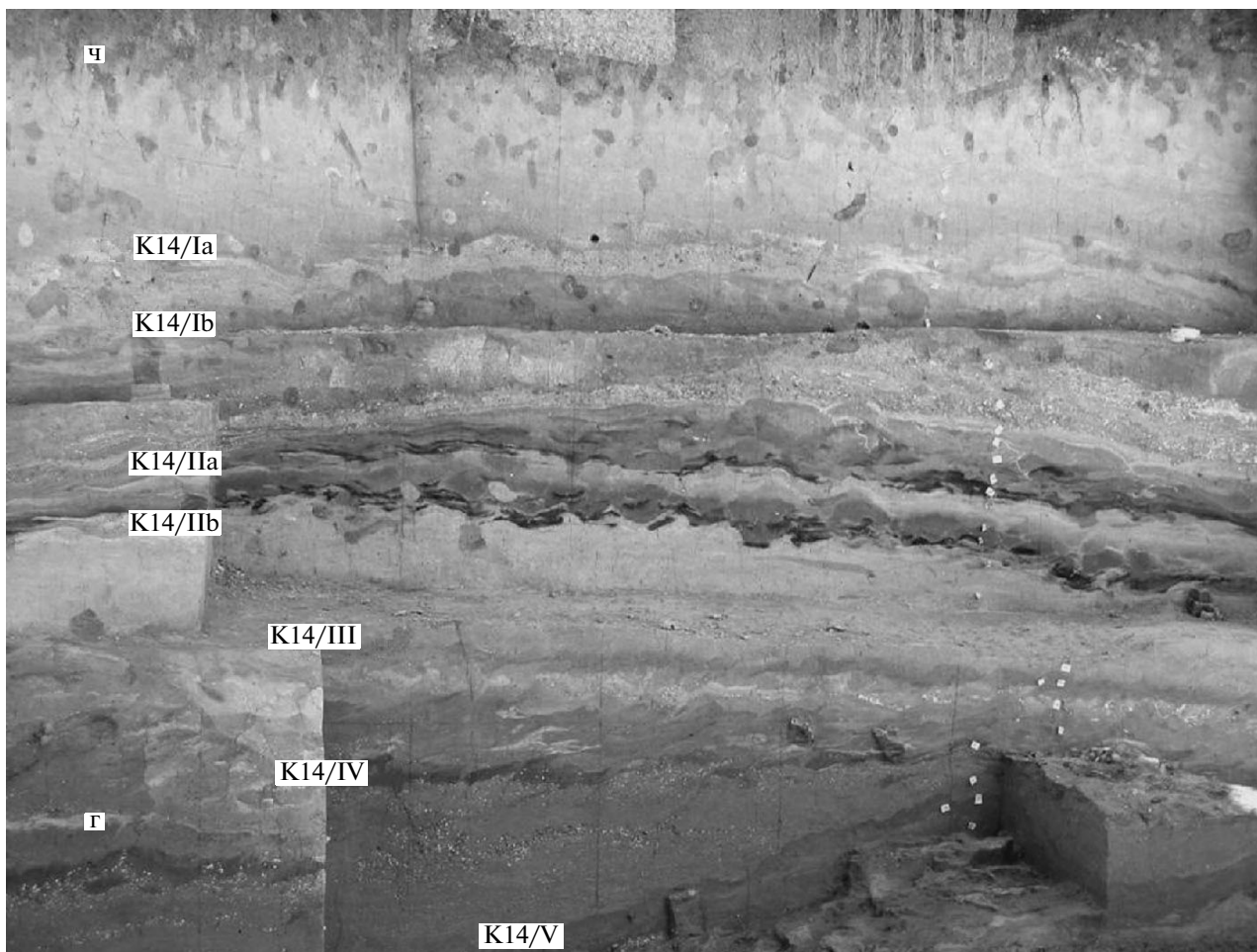


Рис. 3. Педостратиграфия разр. К14. Обозначения: Ч – нижняя часть голоценового чернозема; Г – скопления гидрогенных карбонатов.

Они относятся к пачке 1 [10], в которой залегает первый культурный слой возраста 22–23 тыс. л.н. Два прерывистых палеопочвенных уровня (K14/Ia и K14/Ib), каждый из которых имеет набор гор. АВ–ВС–С, разделяются осадочным слоем без признаков педогенеза. Средняя мощность гор. АВ–ВС в обеих палеопочвах около 5–7 см, их окраска – бурая и серовато-бурая, несколько более интенсивная в нижнем профиле. Нижний уровень почвообразования, характеризующийся несколько более развитыми педогенными признаками, связан, возможно, с Гмелинской палеопочвой.

Палеопочвы K14/II расположены в пределах пачки 2 и представлены также двумя уровнями почвообразования, соответственно, K14/IIb и K14/IIa. Нижнему из них отвечает III культурный слой (около 30–31 тыс. л.н.), а верхнему – II культурный слой (около 28–29 тыс. л.н.) [10]. Они наиболее четко выделяются в разрезе по цвету и степени развития профилей. Организация двух

нижних уровней однотипна: профиль А–ВСК–С в обоих случаях перекрывается глееватым гор. Вg. На северной стенке выше этих уровней сохранился еще один гор. ВСК.

На большей части стенок разреза эта последовательность горизонтов не очевидна из-за сильных смятий и смещений, но в северо-западном углу представлена полностью. Мощность гор. А не превышает 15 см, их окраска темная буро-серая, почти черная. Материал насыщен дисперсным мажущимся органическим веществом, заметна мелкокомковатая структура.

Мощность гор. ВСК уменьшается от 20 см в нижнем палеопочвенном уровне до 7 см в верхнем, они белесые, насыщенные мучнистыми карбонатами. В этих горизонтах обнаружены следы деятельности почвенной мезофауны: каналовидные биопоры, проникающие из гор. А в гор. ВСК, с темным гумусированным заполнением.

Гор. Вg светло-бурый, с оливковым оттенком, в некоторых местах неоднородно прокрашенный,

Таблица 1. Распределение микроморфологических признаков в палеопочвах разр. К14

Палеопочва, горизонт	Педогенные карбонаты	Железо-марганцевые сегрегационные образования	Дисперсный гумус	Гумифицированные растительные остатки	Педогенная микроструктура	Углистые частицы	
Ia	++	±	—	—	++	+	
Ib	++	±	—	—	++	—	
IIa	Bg	+	++	—	—	++	—
	A	+++	—	++	+++	+++	+
	BCk	+++	—	—	—	++	—
IIb	Bg	+	++	—	—	+	—
	A	++	+	++	+++	+++	+
	BCk	+++	—	—	—	++	±
III	++	+	±	—	++	—	
IV	+	++	±	—	+	+	
V	+	+++	—	—	±	+	

Примечание. Частота встречаемости признака: +++ высокая; ++ средняя; + низкая; ± встречается единично, слабо развит; — не обнаружен.

с многочисленными ржавыми пятнами. Максимальная мощность горизонта на южной стенке достигает 8 см.

Характерной особенностью всех палеопочв этой группы является обилие кротовин. В пределах гор. А–BCk были обнаружены кротовины, “срезанные” вышележащим гор. Bg. Наряду с этим, описаны кротовины из гор. Bg, “срезанные” гор. С следующего (перекрывающего) палеопочвенного уровня.

Палеопочва К14/III сформирована в верхней части пачки 3, вмещающей прерывистый прослой вулканического пепла. Непосредственно с почвой связан “культурный слой с пеплом” возрастом около 32.5 тыс. л.н., а подстилает ее культурный слой IVa, с датировками около 33 тыс. л.н. Профиль маломощен и деформирован, окраска горизонтов от желто-бурого (гор. АВ) до белесого и белесовато-палевого (гор. BC–С). Важно отметить, что линзы вулканического пепла, находящиеся на этом же уровне и контактирующие с материалом гор. АВ, имеют очень четкие границы, и при этом совершенно не затронуты педогенезом.

Палеопочва К14/IV, залегающая в нижней части пачки 3, связана с культурным слоем, датированным около 34 тыс. л.н. Она относительно хо-

рошо сохранилась только на восточной стенке раскопа, но и здесь горизонты разорваны и деформированы (морозобойные трещины, криогенные выпучивания). Профиль палеопочвы имеет строение А–АС. Гор. А — однородный по окраске, серо-бурый, с включениями угольков, маломощный (до 5 см).

Самая нижняя *палеопочва К14/V* залегает в пачке 4; к ней приурочен очень богатый культурный слой IVb с датировками 34–37 тыс. л.н. Эта палеопочва надежно прослеживается только на северной и, в меньшей степени, на южной стенках разреза. В отличие от вышележащих, субпараллельных дневной поверхности вышеописанных почв, она сформирована в других геоморфологических условиях: на склоне (возможно, образующем борт ручья), под углом ~20° к дневной поверхности. Профиль представлен серией гор. Ag–Bg–CG, мощностью до 20 см. В других местах мощность этого горизонта составляет 1–3 см. Почва оглеена по всему профилю, что зафиксировано в ее морфологическом облике: во всех горизонтах видны крупные ржавые пятна и разводы, добавляется сизый оттенок к бурому тону верхних горизонтов. В 2004 г. на этом уровне были обнаружены два крупных очага.

Микроморфология палеопочв. Исследование шлифов показало, что в составе почвенной массы всех палеопочв разр. К14 преобладает пылеватый и плазменный материал (микрострое-ние песчано-плазменно-пылеватое, реже — песчано-пылевато-плазменное), а в составе плазмы доминирует микрокристаллический кальцит (микрит), в сочетании с глинистой составляющей (глинисто-карбонатная плазма). Скелетные зерна песчаной и крупнопылеватой размерности представлены в большинстве дериватами местных пород: меловых известняков (обломочные карбонаты, в том числе фрагменты микрофоссилий) и песков (окатанные зерна кварца и глауконита).

Микроморфологические признаки почвообразовательных процессов, в основном, представлены педогенными микроагрегатами (преимущественно связанными с деятельностью мезофауны, отчасти, возможно, с криогенным оструктурированием), карбонатными и железо-марганцевыми новообразованиями, а также органическими компонентами (дисперсный гумус, гумифицированные растительные остатки, углистые частицы). В табл. 1 дана полуколичественная оценка встречаемости этих признаков в изученных палеопочвах. Она позволяет проследить следующую тенденцию: в нижних двух палеопочвах К14/V и К14/IV слабее развита микроструктура, меньше педогенных карбонатов, зато обильнее представлены сегрегационные железо-марганцевые новообразования. Количество последних уменьшается в палеопочвах К14/III и К14/II и достигает минимума в слаборазвитых бурых почвах К14/I, где признаки педогенеза представлены преимущественно вторичным кальцитом и локальной микроагрегированностью.

Заслуживают упоминания некоторые частные особенности микростроения палеопочв, представляющие интерес для педогенетической и палеогеографической интерпретации.

В самой нижней палеопочве К14/V наиболее обильны и разнообразны признаки окислительно-восстановительных процессов; только здесь были замечены железистые пленки на стенках пор — новообразования, индицирующие длительное застойное переувлажнение почвенной

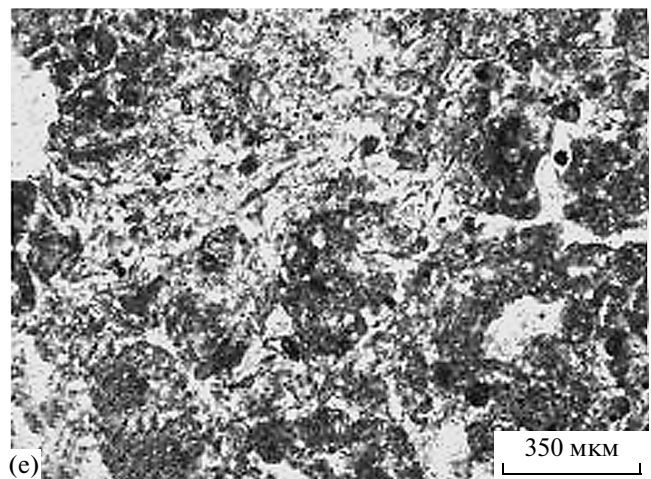
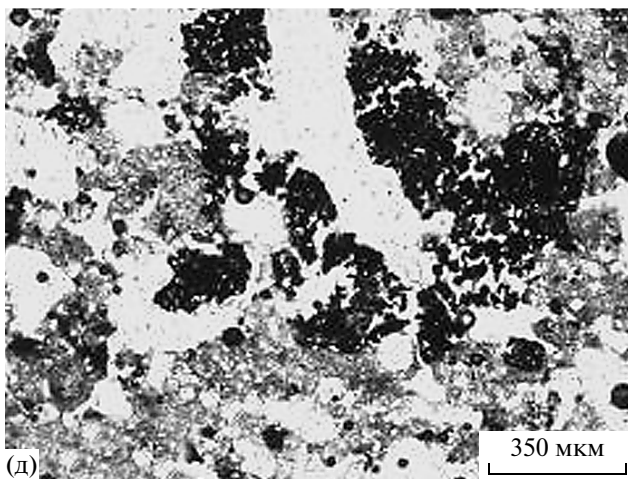
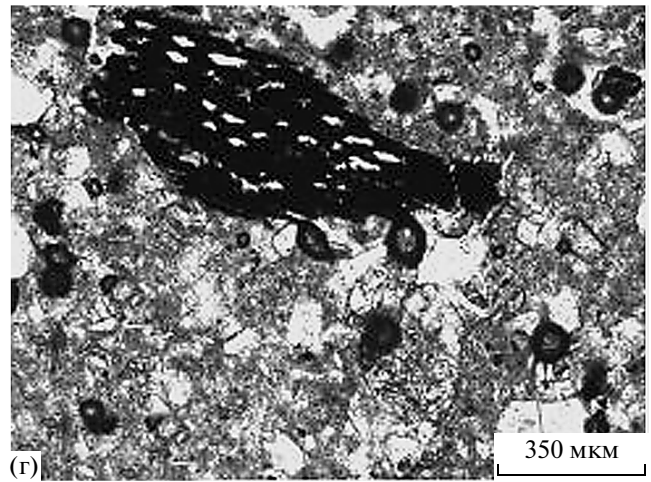
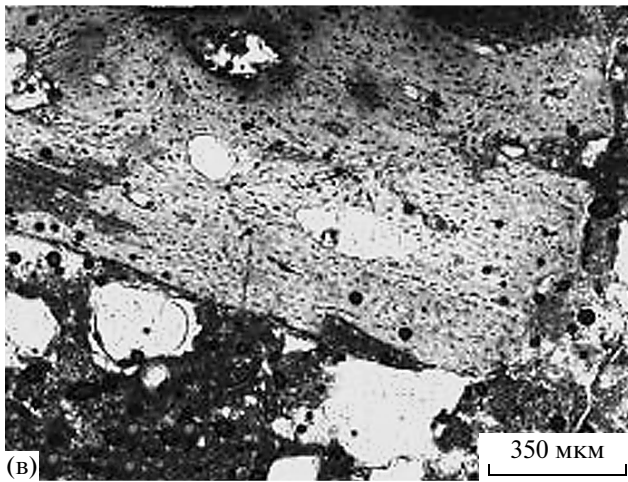
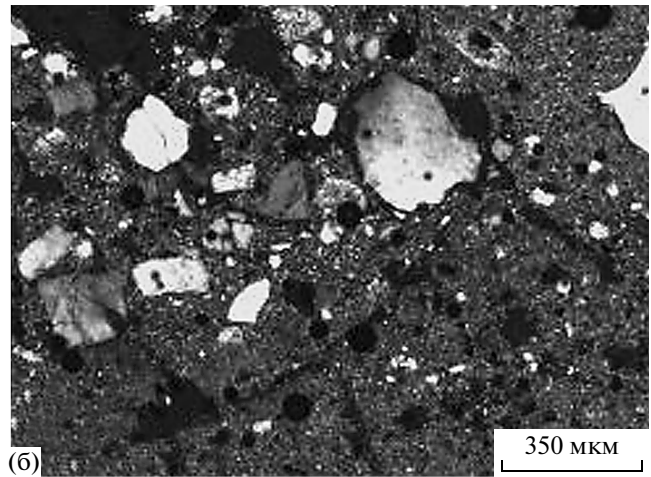
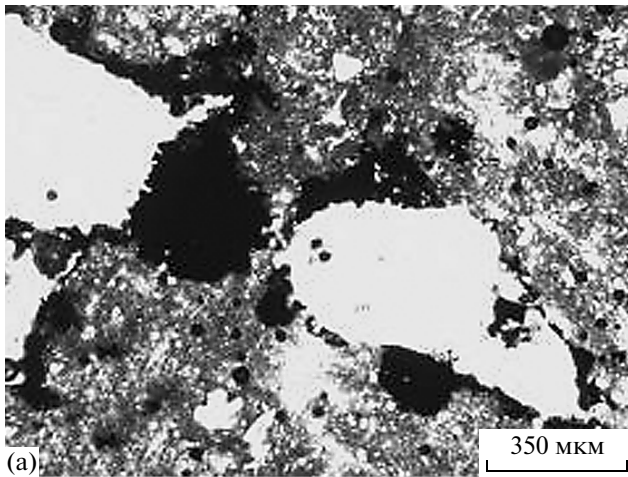
массы (рис. 4а). Песчаные зерна распределены неравномерно, с тенденцией к образованию скоплений (рис. 4б). Подобные явления описаны в грунтах, проработанных криогенными процессами, где их связывают с мерзлотной сепарацией скелетных зерен. Наконец, именно в этой палеопочве обнаружены компоненты, предположительно привнесенные человеком: микрофрагменты обожженной кости (рис. 4в), угли (рис. 4г).

В палеопочве К14/IV морфология железо-марганцевых новообразований очень специфична — они представлены сложными темноокрашенными дендритовыми стяжениями (рис. 4д). Их ячеистое строение напоминает разрушающиеся углистые частицы, правильной диагностике помогает наблюдение желто-бурой окраски в отраженном свете.

В ходе микроморфологического исследования палеопочвы К14/III выяснилось, что почвенная масса всех ее горизонтов в основном сложена не пирокластическим материалом, а обычными компонентами местных почв и балочных отложений. Эта масса имеет признаки переработки почвообразовательными процессами: микроагрегирование, перераспределение карбонатов с образованием микритовых ореолов вокруг пор. Пирокластический материал — обломки светлого вулканического стекла мелкопесчаной и крупнопылеватой размерности — присутствуют в небольших количествах, только в верхнем горизонте. Они образуют рыхлые скопления (“засыпки”) в крупных порах и не несут признаков переработки педогенезом. Контакт этих скоплений с почвенной массой резкий (рис. 4е).

Гумусовые горизонты почв К14/II отмечены большим разнообразием форм органического вещества. Помимо дисперсного коллоидального гумуса, неравномерно пигментирующего почвенную массу, обильны фрагменты полуразложившихся растительных тканей двух разновидностей: черные изотропные и более светлые бурые, локально анизотропные вследствие частичной окарбонатности (рис. 4ж). В этих же горизонтах наблюдается и более широкий набор форм педогенных карбонатов: пропитка микрокристал-

Рис. 4. Микроморфологическое строение почв разр. К14: а — железистые стяжения и пленки на стенках пор. Палеопочва К14/V, гор. Вг, без анализатора; б — неравномерное распределение скелета: скопление песчаных зерен в левой верхней части поля зрения. Палеопочва К14/V, гор. Вг, николи ×; в — фрагмент обожженной кости. Палеопочва К14/V, гор. Аг, без анализатора; г — углистая частица. Палеопочва К14/V, гор. Аг, без анализатора; д — сложное железистое стяжение с дендритовой структурой. Палеопочва К14/IV, гор. АС, без анализатора; е — скопление пепловых частиц в поре (А); в основной массе заметны педогенные микроагрегаты. Палеопочва К14/III, гор. АВ, без анализатора; ж — черные (В) и более светлые бурые (Р) растительные остатки. Палеопочва К14/IIа, гор. А, без анализатора; з — псевдоморфоза кальцита по фрагменту растительного опада. Палеопочва К14/IIа, гор. А, николи ×; и — поры-камеры с рыхлым заполнением из агрегатов — экскрементов мезофауны. Палеопочва К14/IIа, гор. А, без анализатора; к — фрагментированные растительные остатки (фрагменты частично сохранили клеточное строение). Палеопочва К14/IIа, гор. А, без анализатора; л — педогенная микроструктура, почвенная масса насыщена микрокристаллическим кальцитом. Палеопочва К14/IIа, гор. ВСк, николи ×; м — скопление новообразованного спарита в поре; вокруг скопления — зона с низким двупреломлением, обедненная карбонатами. Палеопочва К14/Ib, гор. ВС, николи ×.



лическим кальцитом, небольшие скопления крупных изометричных кристаллов — спарита, псевдоморфозы кальцита по растительным остаткам (рис. 4з), изредка — люблинит. Очень хорошо развита зернистая структура, явно зоогенного

происхождения; местами агрегаты-копролиты образуют характерные рыхлые заполнения в биогенных порах (рис. 4и). Растительные остатки во многих случаях измельчены — также в результате деятельности мезофауны (рис. 4к).

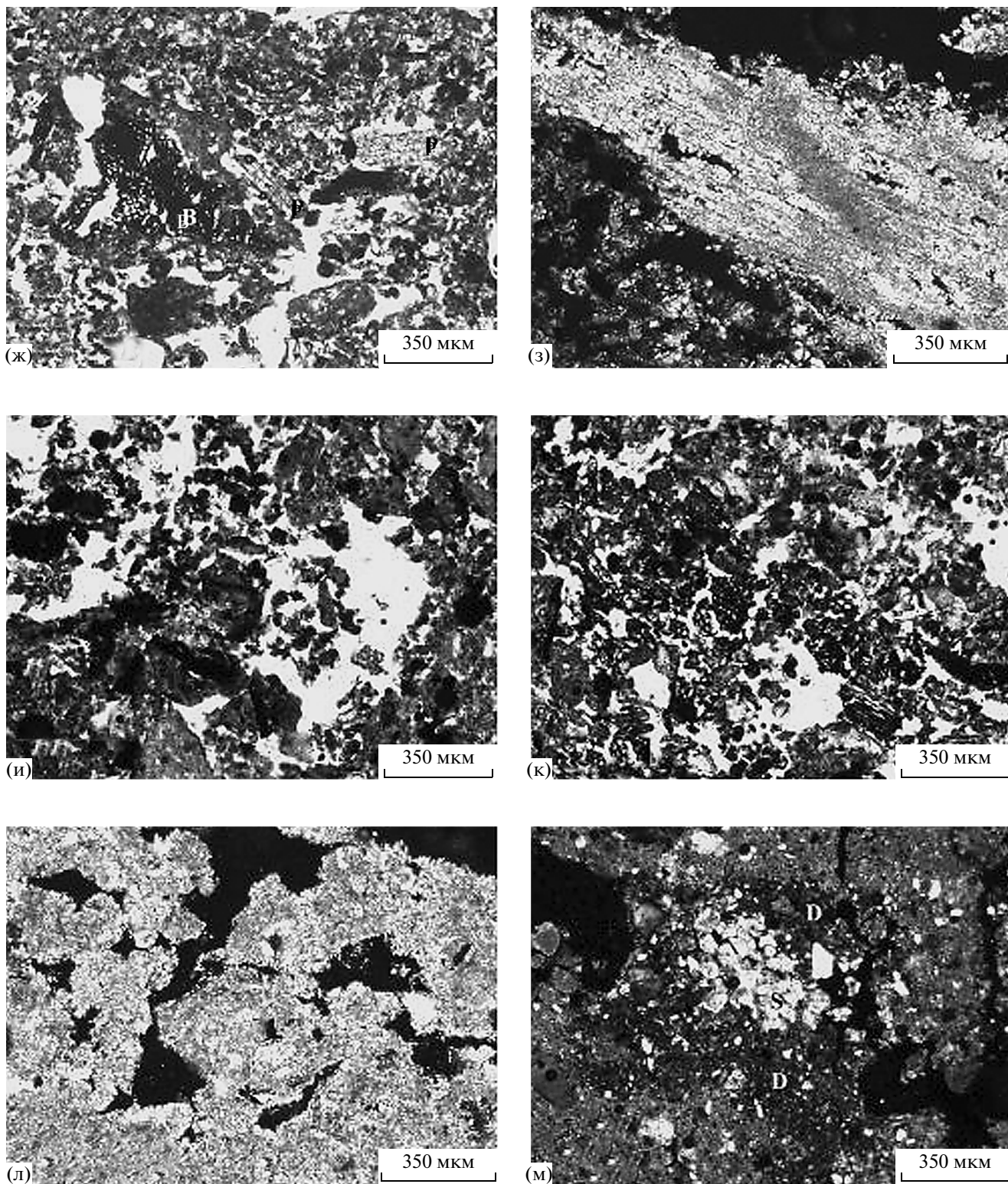


Рис. 4. Продолжение.

Масса карбонатных горизонтов ВСК почв К14/II в целом более компактна, хотя и в ней имеются участки с ооидными педогенными агре-

гатами и повышенной пористостью. При обилии педогенных карбонатов их морфология весьма однообразна: почвенная масса равномерно про-

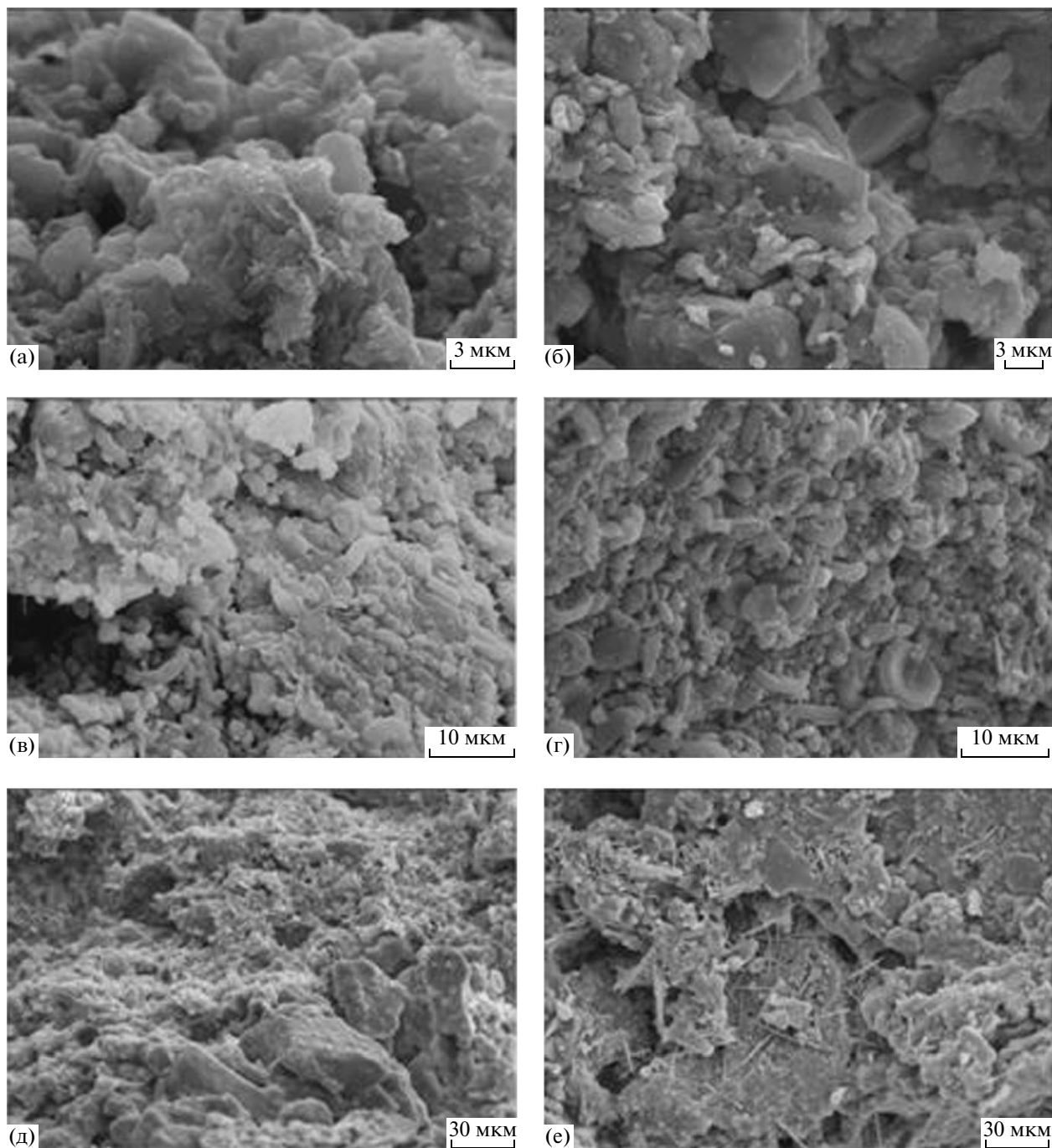


Рис. 5. Субмикроморфологическое строение горизонтов разр. К14. Коллоидная карбонатная пленка: а – покрывает все зерна силикатного минерального скелета, гор. Вк, слой Пв, имеет несколько плоскостей роста, б – фрагментарная и с кавернами растворения, гор. Вг, слой Пв. Кокколиты (раковины) из меловых отложений: в – со следами растворения и перекристаллизации, обломки и редко встречаются, слой Па, гор. А, г – целые раковины и их обломки имеют практически неизменный облик, много, слой между К14/III, гор. С и К14/IV, гор. А; д – тонкая коллоидная карбонатная пленка и крайне редкие скопления кристалломорфных карбонатов, слой Пв, гор. А; е – игольчатые кристаллы кальцита тонкие, совершенной формы, слой Па, гор. Вг.

питана микрокристаллическим кальцитом – микритом (рис. 4л).

Неожиданно хорошо развиты педогенная микроструктура и связанная с ней межагрегатная пористость в гор. Вг почв К14/II. Микроморфологиче-

ские признаки оглеения представлены железистыми новообразованиями – пятнами и стяжениями. Педогенные карбонаты, как и в гор. ВСк, представлены исключительно микритом, но его меньше, и он распределен неравномерно.

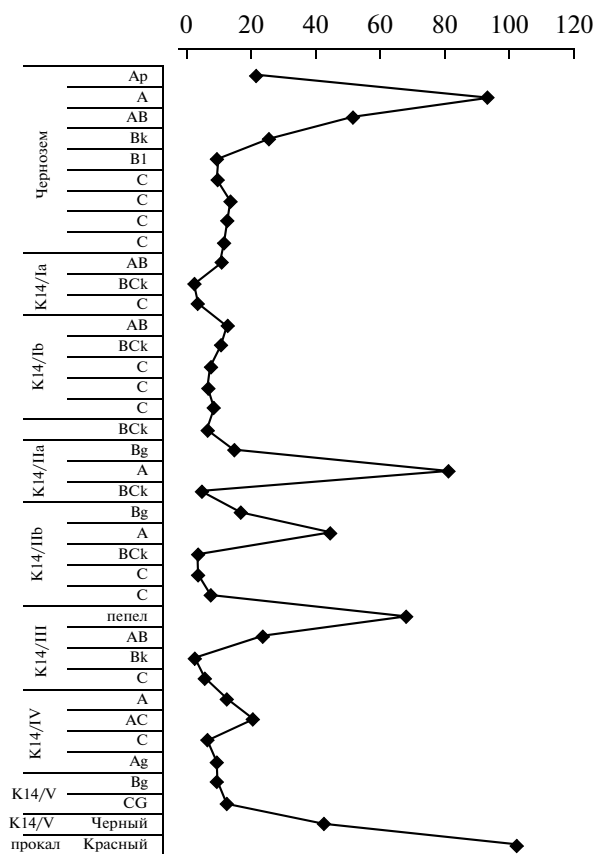


Рис. 6. Магнитная восприимчивость почв разр. К14.

В бурых почвах К14/І, которые являются наименее развитыми среди палеопочв, вскрытых разр. К14 почвенная масса в целом обогащена карбонатами как крупно-, так и микрокристаллическими, плазма имеет глинисто-карбонатный состав со слабой железистой пигментацией. В шлифах из нижней бурой почвы мы обнаружили в порах скопления новообразованного крупнокристаллического кальцита (спарита). Почвенная масса, прилегающая к порам со спаритовыми скоплениями, лишена карбонатов, что хорошо заметно в скрещенных николях по отсутствию компонентов с высоким двупреломлением (рис. 4м). Плазма этих ореолов имеет преимущественно глинистый состав и более интенсивно прокрашена гидроксидами железа. Естественно предположить, что синтез крупнокристаллического кальцита в порах происходит за счет растворения и локальной миграции карбонатов из околпорового материала; при этом в плазме последнего относительно накапливаются некарбонатные компоненты — глина и железистый пигмент.

Субмикроморфологические наблюдения. В слоях аккумуляции педогенных карбонатов хорошо выражена их колломорфная структура (рис. 5а), характерная, по нашим дан-

ным [26], для контрастных условий педогенеза. Колломорфная карбонатная пленка имеет признаки растворения и фрагментарности в гор. Вg (рис. 5б).

Практически во всех слоях педокомплекса К14 присутствуют литогенные карбонаты в виде мелких ракушек. По определению П. Кабанова (ПИН РАН) это кокколиты (золотистые водоросли) турон-кампанские из меловых отложений, виды *Watznaueria barnesae*, *Biscutum* sp. Но если в “педогенных” слоях эти ракушки крайне редки или со следами перекристаллизации (рис. 5в), то, например, в слое между К14/III, гор. С и К14/IV, гор. А, который в поле был назван “слоем гидрогенных карбонатов”, они преобладают и сохраняют практически неизменным свой морфологический облик — видно, что это механическая смесь обломков разной конфигурации, не имеющих никаких следов растворения и перекристаллизации (рис. 5г).

Также можно отметить особенности, присущие различным горизонтам палеопочв. Для гор. А (с самым большим содержанием гумуса) отмечается очень тонкая колломорфная карбонатная пленка на зернах силикатного скелета, последние часто выступают на поверхность. Для редких микрозон скопления карбонатов характерно ячеистое строение колломорфной пленки. Зернистые или кристалломорфные карбонаты залегают на силикатных зернах в виде фрагментарных редких скоплений (рис. 5д).

В то же время для гор. ВСк отмечается увеличение толщины колломорфной карбонатной пленки, она имеет множество плоскостей роста (рис. 5а). Такое строение колломорфной карбонатной пленки характерно при преобладании процессов аккумуляции карбонатов над их растворением и выносом, когда она формируется при подтягивании коллоидных карбонатных растворов снизу профиля [39]. Микроучастки с зернами карбонатов также нередки, и, кроме того, именно в этих горизонтах отмечены признаки перекристаллизации литогенных меловых раковин.

В гор. Вg наблюдается наибольшее разнообразие карбонатных аккумуляций. Здесь, помимо сильно травленной и фрагментарной колломорфной карбонатной пленки с кое-где вырастающими из нее мелкими, несовершенными карбонатными кристаллами, видны раскиданные поверх всего остального игольчатые формы (рис. 5е), которые, по-видимому, имеют диагенетическое происхождение, так как их связь с остальной массой карбонатов слабая или не выражена совсем.

Магнитная восприимчивость. На фоне низких значений магнитной восприимчивости в осадочных слоях выделяются максимумы

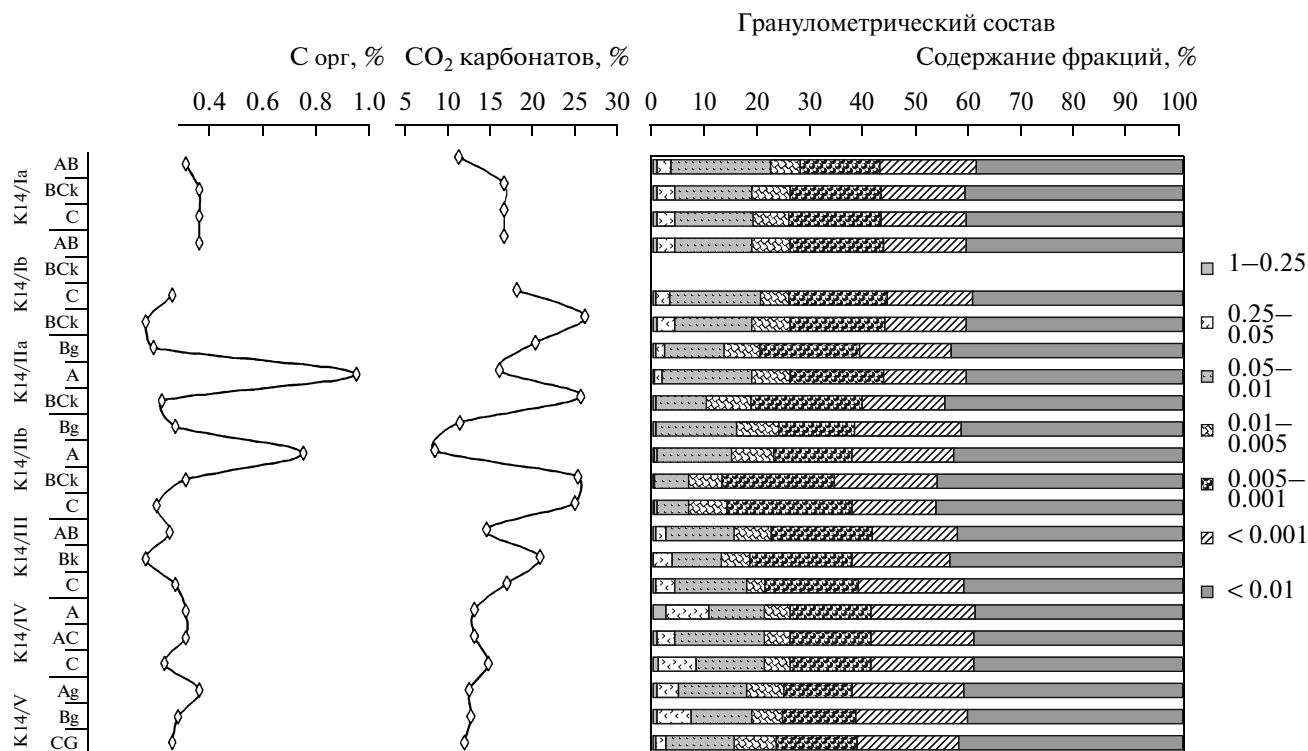


Рис. 7. Физико-химические свойства почв разр. К14.

этого показателя в почвенных гор. А и АВ (рис. 6). Наиболее высокие значения наблюдаются в голоценовом черноземе и в темноокрашенных гор. А палеопочв К14/II. В нижних палеопочвах К14/III–V пики магнитной восприимчивости низкие, на их фоне резко выделяются сильные максимумы в слое вулканического пепла (связанного с палеопочвой К14/III), а также в образце из прокаленного материала кострища, обнаруженного на уровне палеопочвы К14/V.

Физико-химические свойства почв. По гранулометрическому составу (рис. 7) наблюдаем некоторое его облегчение сверху вниз – в нижней части разр. К14 больше доля песчаных фракций, тогда как вверх – пылеватых, причем доля пылеватых фракций в верхней толще растет за счет лёссовой фракции (частицы размером 0.05–0.01 мм), что предполагает примесь эолового материала.

Таблица 2. Групповой и фракционный состав гумуса современного чернозема и погребенных почв разр. К14; С фракций, % от суммы фракций

Почва, горизонт	С, %	Сумма фракций	ГК-1	ГК-2	ГК-3	ФК-1	ФК-2	ФК-3	Гумин
Чернозем современный, А	3.97	3.759	13.87	34.27	5.04	6.89	14.09	0.86	24.98
II, АВ	0.28	0.278	0.00	20.52	7.56	8.14	14.40	6.16	43.21
III, А	0.9	0.896	0.53	44.63	3.35	7.97	21.20	0.00	22.32
III, А	0.38	0.346	1.37	29.85	16.17	0.58	17.78	8.27	25.98
III, АВ	0.23	0.200	0.00	4.50	36.00	22.00	0.50	16.00	21.00
IV, А	0.52	0.492	4.07	0.00	30.49	12.40	0.00	10.37	42.68
V, Ag	0.43	0.423	0.00	20.34	17.94	21.52	0.00	16.55	23.65

Примечание. Анализ состава гумуса проведен методом Тюрина в модификации Плотниковой и Пономаревой. Содержание С орг гумина определено по Тюрину, поэтому значения величин С (%) и сумма фракций различаются. За 100% принята сумма фракций.

В распределении органического углерода заметное накопление отмечается в гор. А палеопочв K14/II – 0.8–1.0%, тогда как во всех остальных горизонтах разреза содержание С орг не превышает 0.2–0.3% (рис. 7). В этих же почвах фиксируется заметная разница в содержании карбонатов между гор. А (8–16% CO₂ карбонатов) и ВСК (20–26%). Наиболее вероятно предположить связь этих горизонтов; они представляют профиль криоаридных почв с максимумами накопления гумуса в гор. А и карбонатов в гор. ВСК.

В целом, разр. K14 свойственно высокое “фоновое” содержание карбонатов – на уровне 10–15% CO₂ карбонатов, что связано, очевидно, с высокой карбонатностью коренных меловых пород, которые послужили источником накопления материала почвообразующих пород. Поэтому отмечаемые при морфологических наблюдениях в горизонтах изучаемого разреза вторичные карбонаты появляются, как мы полагаем, за счет перекристаллизации на месте, которая могла идти как за счет педогенных, так и диагенетических процессов.

Довольно высокое процентное содержание карбонатов отмечается в слое “водородных карбонатов” (слой между K14/III, гор. С и K14/IV, гор. А), которое достигает почти 22% CO₂ карбонатов. Вместе с тем, между слоями педогенной и водородной аккумуляции наблюдается существенное различие в морфологии карбонатов, поэтому само по себе процентное содержание карбонатов не рассматривается нами в качестве диагностического признака литогенных или педогенных процессов.

Групповой и фракционный состав гумуса. Соотношение гуминовых (ГК) и фульвокислот (ФК) контрастно различается у голоценового чернозема на поверхности, с одной стороны, и у погребенных палеопочв, с другой (табл. 2). Существенных различий по этому показателю между палеопочвами не наблюдается. Отчетливый тренд изменений по разрезу продемонстрирован фракционным составом как ГК, так и ФК. В обеих группах в нижних палеопочвах K14/III–V преобладают фракции III (кислоты, связанные с полуторными окислами) и для ФК – I (свободные гумусовые кислоты), а в верхних палеопочвах K14/I–II – фракция II (кислоты, связанные с кальцием).

И, хотя мы не разделяем в полном объеме идеи “педогумусового метода” Дергачевой [24] для реконструкции палеоусловий, однако считаем, что в случае хорошей сохранности органо-аккумулятивных горизонтов *in situ* и их быстром погребении, когда диагенетическое разложение и проникновение посторонних органических компо-

нентов минимальны, состав гумуса может быть важным дополнительным элементом палеопочвенных летописей. Палеопочвы разр. K14 соответствуют указанным требованиям.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Объем памяти позднеплейстоценовых палеопочв разреза ограничен рядом факторов, контролировавших формирование и сохранность почвенных профилей. Во-первых, как видно из данных радиоуглеродного датирования, интервалы развития педогенеза были невелики (максимум – первые тысячи лет). Недостаток времени лимитировал развитие среднескоростных и медленных почвообразовательных процессов (таких как выветривание, вторичное минералообразование, иллювиирование), ответственных за формирование наиболее информативных и устойчивых палеопочвенных признаков. Во-вторых, суровые природные условия валдайского времени тормозили педогенез и способствовали развитию склоновых и криогенных процессов, разрушавших почвы. Этим деструктивным процессам способствовало и геоморфологическое положение разреза. “Скромные” масштабы позднеплейстоценового педогенеза наглядно проявляются при сопоставлении погребенных почв K14 с голоценовым черноземом на поверхности: мощность последнего на порядок больше.

Несмотря на эти ограничения, рассматриваемые палеопочвы образуют важный блок геологической летописи разреза. Ценность этого блока состоит в том, что содержащаяся в нем палеоэкологическая информация 1) независима (по типу носителей и способу интерпретации) от других блоков летописи: палеоботанического, седиментологического и других, что важно для выработки и верификации достоверного сценария эволюции природной среды и 2) в определенной степени комплементарна информации осадочного блока: почвообразование развивается и вносит вклад в летопись тогда, когда седиментационные процессы затухают, и их участие в формировании летописи прерывается.

Стратиграфическое положение палеопочв и характер их залегания является одним из значимых элементов почвенной памяти. Сам факт наличия в разрезе палеопочвенных уровней интерпретируется как свидетельство стабилизации поверхности, формирования на ней растительного покрова, торможения склоновых процессов. В контексте палеоэкологической истории валдайской эпохи эти явления ассоциируются с периодами относительно мягких климатических условий; наиболее развитые палеопочвенные профили соответствуют интерстадиалам. В связи с тем,

что палеопочвы являются маркерами древних поверхностей, характер их залегания в разрезе позволяет сделать заключения о конфигурации форм рельефа на месте стоянки и их изменении по мере формирования изучаемой толщи. В этом отношении наиболее показательным резкое различие в залегании палеопочвенных уровней I–IV и палеопочвы V. Если первые имеют ориентацию, близкую к таковой у современной поверхности, то последняя совершенно не согласуется с ней и демонстрирует на южной стенке сильное падение на восток. Мы предполагаем, что палеопочва V маркирует поверхность склона ложбины небольшого водотока, пересекавшего место раскопа. Впоследствии ложбина была заполнена слоистыми наносами, и на этапе формирования палеопочвы IV (и вышележащих слоев) склон приобрел конфигурацию, близкую к современной.

Основной массив палеопедологической информации “записан” в морфологических и физико-химических свойствах погребенных почв. В связи с малой длительностью интервалов позднеплейстоценового педогенеза палеопочвы разр. K14 отразили только признаки относительно быстрых почвообразовательных процессов, главными из которых являются: структурообразование; накопление органического вещества; оглеение; перераспределение карбонатов с образованием вторичного кальцита; биотурбации; криогенные процессы.

Несмотря на ограниченное число диагностируемых процессов, их набор и соотношение дают основания для ряда палеоэкологических заключений, касающихся как всего периода формирования разреза, так и интервалов формирования каждой индивидуальной палеопочвы.

При рассмотрении всей совокупности исследованных палеопочв заметна следующая отчетливая тенденция: нижние профили K14/III–V характеризуются большей выраженностью оглеения, в то время как в верхних K14/I–II сильнее развита педогенная структура и признаки перераспределения гумуса и карбонатов. Эта тенденция хорошо иллюстрируется макро- и микроморфологическими наблюдениями (табл. 1). С ней согласуются и данные по магнитной восприимчивости: малые значения этого показателя в палеопочвах III–V, скорее всего, связаны с восстановительной обстановкой палеопедогенеза, которая разрушительно действует на железистые магнитные минералы; минимумы восприимчивости регистрируются в оглеенных почвах и горизонтах, как современных [4], так и погребенных [52]. Развитие восстановительных условий и связанных с ними процессов оглеения происходит в условиях избытка влаги. Из этого можно сделать вывод, что нижние палеопочвы формировались в

условиях большего увлажнения. С этим выводом коррелирует и тенденция, продемонстрированная групповым и фракционным составом гумуса: в нижних палеопочвах преобладают I и III фракции гуминовых и фульвокислот, более свойственные лесному гумидному типу почвообразования, а в верхних – II фракция, характерная для гумуса степных почв. Наш вывод о том, что общий тренд изменения свойств палеопочв указывает на нарастание засушливости климата при формировании средней и верхней части разреза хорошо согласуется с палинологическими данными [10]. Если для самой древней пачки 4 споропыльцевые спектры указывают на господство еловых лесов, то в пачках 3 и 2 преобладает пальца лесостепных сообществ, а на этапе формирования пачки 1 распространяются перигляциальные степи.

Почему же тогда в почвах K14/III–V не наблюдается выщелачивания карбонатов, свойственного педогенезу во влажных условиях? Вероятно, этому препятствовали как малая длительность последнего, так и климатические факторы. Макро- и микроморфологические признаки криогенных процессов (криогенное растрескивание, пучение, сепарация песчаных зерен) указывают на мерзлотный характер почвообразования. Наличие в профиле многолетней мерзлоты, как известно, затрудняет внутрипочвенный дренаж и тормозит выщелачивание.

Поздневалдайские палеопочвы K14/I – наименее развитые, они выделяются в поле, в основном, по бурой окраске, более яркой, чем у вмещающих делювиальных отложений. Как нам кажется, микроморфологические наблюдения дают определенные указания на возможный механизм формирования этой окраски. В этих почвах было обнаружено “стягивание” карбонатов в поры, где они формируют крупные кристаллы, при этом окружающая почвенная масса освобождается от микрокристаллического кальцита. Тонкодисперсная часть почвы при этом относительно обогащается глинисто-железистым компонентом и приобретает более интенсивную бурую окраску – что влияет на цвет почвы в целом. Такая трактовка микроморфологических данных позволяет объяснить более интенсивную бурую окраску почвенных горизонтов без привлечения процессов выветривания, новообразования гидроксидов железа или иллювиирования, которые маловероятны в этих крайне слабо развитых палеопочвах.

Палеопочвы K14/II являются наиболее развитыми в разрезе. Их положение в хроностратиграфической схеме разреза позволяет соотносить эту палеопочвенную единицу с брянским интерстадиалом. В то же время строение этих палеопочв существенно отклоняется от “центрального обра-

за” брянской почвы, сложившегося на основании исследований лёссово-почвенных толщ в водораздельных позициях. По данным Морозовой [30, с. 41], брянское время характеризовалось развитием в центральной части Русской равнины дерновых надмерзлотно-глеевых почв, сильно нарушенных криогенными процессами (структурные деформации). В разр. К14 прежде всего следует отметить сложный и многофазный характер рассматриваемой палеопочвенной единицы. Выделяются два полных палеопочвенных уровня (ритма) и один редуцированный (вероятно, эродированный), которые отражают чередование периодов педогенеза и активизации денудационных и седиментационных процессов. В то же время набор генетических горизонтов в пределах каждого ритма — Bg—A—BСк — не позволяет интерпретировать его как единый моногенетический профиль. Наиболее обоснованным представляется его разделение на два моногенетических почвенных тела: гор. Bg соответствует фазе глеево-метаморфического палеопедогенеза (глеезем), а сочетание A—BСк — фазе, в которой совместились гумусонакопление и аккумуляция карбонатов. Эти фазы должны были разделяться эпизодами слабого склонового осадконакопления, обеспечивавшего материал для формирования гор. Bg. Дополнительный аргумент в пользу эпизодов активизации склоновых процессов между ритмами и между моногенетическими фазами каждого ритма — срезание кротовин на границах соответствующих горизонтов (см. выше).

Происхождение наиболее развитых и ярких генетических гор. А и BСк стало предметом напряженной дискуссии среди почвоведов, участвовавших в изучении раскопа К14. М.И. Скрипниковой (Почвенный институт им. В.В. Докучаева, устное сообщение, 2003) и В. Холлидэем [49] было высказано мнение, что эти горизонты относятся к гидроморфной почве, или даже педоседименту, образовавшемуся в условиях подтопления и заболачивания в зоне разгрузки почвенно-грунтовых вод. В рамках этой гипотезы гор. А рассматривается как торфянистый или перегнойный, а гор. BСк — как зона аккумуляции гидрогенных карбонатов. Нам представляется, что следующие характеристики рассматриваемых горизонтов не согласуются с “гидроморфной” гипотезой:

— в гор. А накопление органического вещества ярко проявляется в темной окраске и, тем не менее, его абсолютное содержание невелико (около 1%). В нем наблюдаются многочисленные следы деятельности почвенной мезофауны, хорошо развитая зернистая структура, высокая межагрегатная пористость. Эти характеристики свойственны не гидроморфным, а автоморфным органно-аккумулятивным горизонтам;

— обилие кротовин указывает на заселение этих уровней мелкими млекопитающими — маловероятно, чтобы они жили в водонасыщенных грунтах;

— величины магнитной восприимчивости в этих горизонтах велики и достигают значений, зафиксированных в современном черноземе. Такие сильные максимумы свойственны автоморфным почвам, в то время как у гидроморфных магнитная восприимчивость низкая, так как возникающие в них восстановительные условия вызывают разрушение магнитных минералов;

— сравнение морфологического облика карбонатов (исследования СЭМ) показало значительные отличия между гор. BСк и слоем “гидрогенных” карбонатов при близком процентном содержании этих веществ. В первых мы отмечаем довольно мощную колломорфную карбонатную пленку с несколькими плоскостями роста, скрывающую под собой силикатный минеральный скелет, редкие литогенные раковины демонстрируют признаки перекристаллизации, имеют сглаженный “облизанный” рельеф, тогда как вторые — это механическая смесь целых раковин и их обломков с острыми гранями и углами из меловых отложений. Облик карбонатов в гор. BСк свидетельствует об их образовании в контрастных условиях водного режима (сезонное чередование четко выраженных периодов увлажнения—иссушения профиля) [50].

Мы не исключаем некоторого дополнительного увлажнения и привноса веществ (в частности, карбонатов) за счет бокового склонового стока, но в целом, по нашему мнению, почвообразование в рассматриваемых палеопочвах носило автоморфный характер. Близкими современными аналогами этих профилей, вероятно, являются степные криоаридные почвы Восточной Сибири [11]. Именно для них характерно, при небольшой общей мощности профиля, сочетание гумусового и аккумулятивно-карбонатного горизонтов; при этом в гумусовом горизонте присутствует как дисперсный коллоидальный гумус, так и растительный детрит, а в карбонатном горизонте преобладают мучнистые несегрегированные карбонаты.

При такой трактовке переход от криоаридной почвы (A—BСк) к глеезему (Bg) в пределах каждого ритма может отражать некоторую гумидизацию климата. В целом же, сложное строение почвенно-осадочной толщи, соответствующей брянскому времени, свидетельствует о динамизме палеоландшафтной истории последнего с явной циклической составляющей.

Морфологические наблюдения в палеопочве К14/III дают информацию для решения вопроса

о временном соотношении момента пеплопада и периода педогенеза. Обращает на себя внимание тот факт, что, хотя линзы вулканического пепла находятся на том же уровне, что и палеопочвенный гор. АВ, они имеют резкие границы с массой горизонта и совершенно не затронуты почвообразовательными процессами. При этом вулканический пепел считается субстратом, который легко подвергается гипергенной трансформации. Вероятное объяснение наших наблюдений следующее: пеплопад состоялся в самом конце периода формирования палеопочвы К14/III; пирокластический материал был частично перемешан с почвенной массой за счет быстрых склоновых процессов, но не успел проработаться почвообразованием и был погребен под более молодыми отложениями. Таким образом, выпадение пепла совпало с окончанием периода педогенеза на стабильной поверхности и началом геоморфологически активной фазы; эта смена, возможно, контролировалась климатическими факторами. С такой трактовкой согласуются и данные по магнитной восприимчивости: в линзе чистого пепла она гораздо выше, чем в почвенных горизонтах К14/III. Надо иметь в виду, что слабоветренным пирокластическим слоям вообще свойственны максимумы магнитной восприимчивости [52], что может служить дополнительным признаком для предварительной идентификации таких слоев в осадочных разрезах.

Палеопедологические исследования в разрезе К14 дают сравнительно мало данных об антропогенном воздействии на палеопочвы. В ряде шлифов мы наблюдали фрагменты углей — возможно, от костров или пожаров, связанных с деятельностью человека. При микроморфологическом исследовании палеопочвы К14/V были обнаружены микрофрагменты обожженной кости. Это хорошо согласуется с находками из соответствующего этому уровню культурного слоя, и, в частности, с обнаружением в нем крупного кострища. Интересно, что магнитная восприимчивость в образце из обожженного материала кострища оказалась очень высокой и близкой к значениям из голоценового чернозема и палеопочв К14/II и гораздо выше, чем в глеевой палеопочве К14/V. Это еще раз демонстрирует возможности магнитных методов для диагностики материалов, испытавших прокалывание, активно используемые в георхеологических исследованиях [51]. Из наших данных видно, что такая диагностика наиболее легко реализуема, когда пирогенные материалы располагаются в оглеенных почвенных горизонтах, с низкой природной магнитной восприимчивостью. В этом случае не возникает проблемы различения педогенного и пирогенного максимумов восприимчивости.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Александровский А.Л., Александровская Е.И.* Эволюция почв и географическая среда. М.: Наука, 2005. 223 с.
2. *Аникович М.В.* О значении Костенковско-Боршевского района в современном палеолитоведении // Петербургский археологический вестник. 1993. № 3. С. 3–19
3. *Аникович М.В.* Происхождение костенковско-стрелецкой культуры и проблемы поиска культурно-генетических связей между мустье и верхним палеолитом // Археология, этнография и антропология Евразии. 2004. Т. 3. П. 23. С. 70–86.
4. *Вадюнина А.Ф., Бабанин В.Ф.* Магнитная восприимчивость некоторых почв СССР // Почвоведение. 1972. № 10. С. 55–66.
5. *Веклич М.Ф.* Стратиграфия лёссовой формации Украины и соседних стран. Киев: Наукова думка, 1968. 237 с.
6. *Величко А.А.* Геологический возраст верхнего палеолита центральных районов Русской равнины. М.: Наука, 1961. 295 с.
7. *Величко А.А.* Стоянка Спицына (Костенки XVII) и ее значение для решения основных вопросов геологии Костенковско-Боршевского района // МИА. 1963. № 121. Приложение II. С. 201–219
8. *Величко А.А., Морозова Т.Д.* Брянская ископаемая почва, ее стратиграфическое значение и природные условия формирования // Лёсс, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине. М.: Наука, 1972. С. 44–54.
9. *Величко А.А., Морозова Т.Д., Панин П.Г.* Почвенные полигенетические комплексы как системный феномен плейстоценовых макроциклов // Изв. РАН. Сер. географическая. 2007. № 2. С. 113–123.
10. *Величко А.А., Писарева В.В., Седов С.Н., Синицын А.А., Тимирева С.Н.* Палеогеография стоянки Костенки 14 (Маркина гора) // Археология, этнография и антропология Евразии. 2009. № 4. С. 35–50.
11. *Волковинцер В.И.* Степные криоаридные почвы. Новосибирск: Наука, 1978. 208 с.
12. *Воробьева Г.А., Сазонов А.Г., Лыков О.С.* Особенности эволюции черноземов Прибайкалья // Проблемы эволюции почв. Пушино: ОНТИ ПНЦ РАН, 2003. С. 178–184.
13. *Глушанкова Н.И.* Плейстоценовый педогенез и палеогеография ископаемых почв Русской равнины. Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. М., 1994. 60 с.
14. *Глушанкова Н.И.* Палеопедогенез и природная среда Восточной Европы в плейстоцене. М.—Смоленск: Маджента, 2008. 348 с.
15. *Гольева А.А.* Фитолиты и их информационная роль в изучении природных и археологических объектов. М.—Сыктывкар—Элиста, 2001. 200 с.
16. *Грищенко М.Н.* Палеогеография Костенковско-Боршевского района эпохи верхнего палеолита. М.: КСИИМК, 1950. Вып. 31. С. 75–88.
17. *Губин С.В.* Палеопедологический анализ отложенной многослойной стоянки Молодова V // Многослойная палеолитическая стоянка Молодова V. Люди

- каменного века и окружающая среда. М.: Наука, 1987. С. 133–141.
18. Губин С.В. Погребенные плейстоценовые почвы стоянки Кормань IV // Многослойная палеотическая стоянка Кормань IV на среднем Днестре. М.: Наука, 1977. С. 98–104.
 19. Гугалинская Л.А. Почвообразование и криогенез в центре Русской равнины в позднем плейстоцене. Пушкино: ОНТИ НЦБИ АН СССР, 1982. 204 с.
 20. Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. Ископаемые почвы позднего плейстоцена и особенности почвообразовательного процесса по материалам поселения Сунгирь // Позднепалеолитическое поселение Сунгирь (погребения и окружающая среда). М.: Научный мир, 1998. С. 219–239.
 21. Гугалинская Л.А., Иванникова Л.А., Алифанов В.М., Антошечкина Н.А. Педоциклиты серой лесной и погребенной брянской почв Владимирского ополья и биологические методы их диагностики // Почвоведение. 2001. № 10. С. 1157–1169.
 22. Демкин В.А., Демкина Т.С. Археологическое почвоведение на пороге третьего тысячелетия // Проблемы эволюции почв. Пушкино: ОНТИ ПНЦ РАН, 2003. С. 29–34.
 23. Дергачева М.И. Археологическое почвоведение. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 228 с.
 24. Дергачева М.И. Педогумусовый метод диагностики палеоклиматов // Проблемы климатических реконструкций в плейстоцене и голоцене Сибири. Новосибирск: Изд-во ИАиЭ СО РАН, 1998. С. 132–142.
 25. Додонов А.Е. Четвертичный период Средней Азии: стратиграфия, корреляция, палеогеография // Тр. ГИН РАНВ. 2002. Вып. 546. 250 с.
 26. Кузнецова А.М., Хохлова О.С. Морфология карбонатных новообразований в почвах различных типов // Литология и полезные ископаемые. 2010. Т. 56. № 1. С. 99–110.
 27. Лазуков Г.И. Геология стоянок Костенковско-Борщевского района // МИА. 1957. № 59. С. 135–173.
 28. Лисицын С.Н. Хроностратиграфия стоянки Боршево 5 по данным раскопок 2002–2003 гг. // Костенки и ранняя пора верхнего палеолита Евразии: общее и локальное. Воронеж: Истоки, 2004. С. 66–79.
 29. Махонина Г.И., Коркина И.Н. Формирование подзолистых почв на археологических памятниках в Западной Сибири. Екатеринбург: Академкнига, 2002. 263 с.
 30. Морозова Т.Д. Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1981. 281 с.
 31. Орлов Д.С., Гришина Л.А. Практикум по химии гумуса. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981. 272 с.
 32. Сеницын А.А. Нижние культурные слои Костенок 14 (Маркина гора) (раскопки 1998–2001 гг.) // Особенности развития верхнего палеолита Восточной Европы. СПб.: ООО Академпринт, 2002. С. 219–236.
 33. Сычева С.А. О географии и развитии мезинского комплекса Окско-Донской равнины // Почвоведение. 1985. № 8. С. 26–37.
 34. Сычева С.А. Глава 2. Педологические материалы // Палеоэкология равнинного палеолита. М.: Новый мир, 2006. С. 85–100.
 35. Сычева С.А. Специфика палеопедологического и микрофациального анализов покровных отложений позднепалеолитических стоянок // Культурные слои археологических памятников. Теория, методы и практика исследований. Материалы научной конференции. М.: ИГ РАН, ИА РАН, НИИ-Природа, 2006. С. 56–75.
 36. Сычева С.А. Эволюционный анализ плейстоценовых погребенных малых эрозионных форм // Геоморфология. 1996. № 3. С. 27–38.
 37. Сычева С.А. Эволюция погребенных балочных ландшафтов лесостепи Русской равнины // Изв. РАН. Сер. географическая. 2003. № 1. С. 113–123.
 38. Хохлова О.С. Карбонатное состояние степных почв как индикатор и память их пространственно-временной изменчивости. Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. М., 2008. 48 с.
 39. Хохлова О.С., Кузнецова А.М., Хохлов А.А., Моргунова Н.Л., Чичагова О.А. Палеопочвы курганов ямной культуры степной зоны Приуралья // Почвоведение. 2008. № 5. С. 481–490.
 40. Чендев Ю.Г. Естественная эволюция почв Центральной лесостепи в голоцене. Белгород: Изд-во Белгородского ун-та, 2004. 200 с.
 41. Anikovich M.V., Sinityn A.A., Hoffecker J.F., Holliday V.T., Popov V.V., Lisitsyn S.N., Forman S.L., Levkovskaya G.M., Pospelova G.A., Kuz'mina I.E., Burrova N.D., Goldberg P., Macphail R.I., Giaccio B., Praslov N.D. Early upper paleolithic in Eastern Europe and implications for the dispersal of modern humans // Science. 2007. V. 315. P. 223–226.
 42. Antoine P., Rousseau D.-D., Zöller L., Lang A., Munaut A.-V., Hatté Ch., Fontugne M. High-resolution record of the last interglacial-glacial cycle in the Nussloch loess-palaeosol sequences, Upper Rhine Area, Germany // Quaternary International. 2001. V. 76/77. P. 211–229.
 43. Bond G.C., Lotti R. Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the Last Glaciation // Science. 1995. V. 267. P. 1005–1010.
 44. Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Hvidbjerg C.S., Steffensen J.P., Sveinbjörnsdottir A.E., Jouzel J., Bond G. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record // Nature. 1993. V. 364. P. 218–220.
 45. De Angelis M., Steffensen J.P., Legrand M.R., Clausen H.B., Hammer C.U. Primary aerosol (sea salt and soil dust) deposited in Greenland ice during the last climatic cycle: comparison with east Antarctic records // J. of Geophysical Research. 1997. V. 102. P. 26681–26698.
 46. Frechen M. Upper Pleistocene loess stratigraphy in Southern Germany // Quaternary Geochronology 18, 243–269.
 47. Haesaerts P., Van Vliet-Lanoë B. Phénomènes périglaciaires et sols fossiles observés à Maisières-Canal, à Harmignies et à Rocourt // Biultyn. peryglacalny. 1981. V. 28. P. 291–324.

48. *Haesaerts P., Damblon F., Sinitsyn A., van der Plicht J.* Kostenki 14 (Voronezh, Central Russia): new data on stratigraphy and radiocarbon chronology // Acts of XIVth UISPP Congress, University of Liege. General Sessions and Posters. Edited by Le Secretariat du Congress. BAR International Series 1240. 2004. P. 169–180.
49. *Holliday V.T., Hoffecker J.F., Goldberg P., Macphail R.I., Forman S.L., Anikovich M., Sinitsyn A.* Geoarchaeology of the Kostenki–Borshchevo Sites, Don River Valley, Russia // *Geoarchaeology: An International J.* 2007. V. 22 (2). P. 181–228.
50. *Khokhlova O.S.* Morphology of pedogenic carbonate accumulations in the Holocene soil chronosequences of the Chernozem' and Kastanozem' zones of Russia // *Geophysical Research Abstracts.* 2005. V. 7. № 03914 (electronic publication).
51. *Oldfield F., Crowther J.* Establishing fire incidence in temperate soils using magnetic measurements // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 2007. V. 249. P. 362–369.
52. *Ortega-Guerrero B., Sedov S., Solleiro-Rebolledo E., Soler A.* Magnetic mineralogy in Barranca Tlalpan exposure paleosols, Tlaxcala, Mexico // *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas.* 2004. V. 21(1). P. 120–132.
53. *Rusakov A.V., Korkka M.A., Kerzum P.P., Simakova A.N.* Paleosols in the moraine-mantle loam sequence of northeastern Europe: the memory of pedogenesis rates and evolution of the environment during OIS3 // *Catena.* 2007. V. 71. P. 456–466.
54. *Sinitsyn A.A., Hoffecker J.F.* Radiocarbon dating and chronology of the Early Upper Paleolithic at Kostenki // *Quaternary International.* 2006. V. 152/153. P. 175–185.
55. *Targulian V.O., Goryachkin S.V.* Soil memory: types of record, carriers, hierarchy and diversity // *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas.* 2004. V. 21. P. 1–8.
56. *Van Vliet-Lanoë B.* Le Pédocomplexe de Warneton. Où en est-on?, Bilan paléopédologique et micro-morphologique // *Quaternaire.* 1990. V. 1. P. 65–76.