

ПАЛЕОМЕРЗЛОТНЫЕ СОБЫТИЯ В ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ В КОНЦЕ СРЕДНЕГО И ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

С.А. Сычева

Институт географии РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., 29, Россия; sychevasa@mail.ru

Статья посвящена результатам изучения морфологии, стратиграфического положения и генезиса криогенных феноменов конца среднего и позднего плейстоцена в перигляциальной области Восточно-Европейской равнины. Описаны следы многолетней сплошной и прерывистой мерзлоты, а также глубокого сезонного промерзания, показана связь палеомерзлотных нарушений с ископаемыми почвами. Выделены семь криогенных горизонтов, имеющих стратиграфическое значение: московский, сеймский, млодатский, селиховодворский, тускарский, владимирский и ярославский, отражающих наиболее холодные фазы климатических ритмов конца среднего и позднего плейстоцена.

Поздний плейстоцен, многолетняя мерзлота, палеопочва, педоседимент, изменение климата, криогенный горизонт

PALEOCRYOGENIC EVENTS IN PERIGLACIAL AREA OF THE CENTRAL RUSSIAN UPLAND AT THE END OF THE MIDDLE AND LATE PLEISTOCENE

S.A. Sycheva

Institute of Geography, RAS, 119017, Moscow, Staromonetniiy per., 29, Russia; sychevasa@mail.ru

The article is devoted to the results of study of the morphology, stratigraphic position and genesis of the cryogenic phenomena at the end of the Middle and Late Pleistocene in the periglacial zone of East-European Plain. The features related to the continuous and discontinuous permafrost and deep seasonal freezing are described, and the relationships between the paleocryogenic features and paleosols are demonstrated. Seven cryogenic horizons have been identified: Moscow, Seim, Mlodat', Selikhovodvor, Tuskar', Vladimir and Yaroslavl'. They are of stratigraphic importance and reflect the coldest phases of the climatic rhythms of the Middle and Late Pleistocene.

Late Pleistocene, permafrost, paleosol, pedosediment, change of climate, cryohorizon

ВВЕДЕНИЕ

Палеомерзлотные структуры и текстуры являются важными компонентами палеоландшафтной памяти о направленно-ритмичных изменениях климата в квартере [Попов, 1967; Величко и др., 2004; Фотиев, 2005]. Следы криогенеза, которые встречаются в районах, расположенных значительно южнее современной границы распространения многолетнемерзлых пород, уже давно использовались исследователями при реконструкции палеоклиматов. Ведущая роль в этих вопросах в нашей стране принадлежит работам В.В. Бердникова [1976], А.А. Величко с соавт. [1969, 1972, 1978, 1997, 1999, 2004], Н.С. Даниловой и В.В. Баулина [1973], Т.Н. Каплиной и П.Н. Романовского [1960], В.Н. Конищева и В.В. Рогова [1994], А.И. Москвитина [1940], В.П. Нечаева [1981] и многих других.

На основе изучения московско-микулинских палеодепрессий нами создана новая детальная схема позднего неоплейстоцена перигляциальной области Восточно-Европейской равнины [Сычева,

Гунова, 2004; Сычева и др., 2007; Сычева, 2011]. Существенное значение в детализации палеоклиматических событий плейстоцена имеют следы мерзлотных процессов. Показать место криогенных этапов в череде событий последних 140 тысяч лет, проанализировать их связь с историей развития почв стало целью настоящей работы. Масштаб исследуемого интервала (МИС 6–МИС 1), включающего конец предпоследнего (днепровско-московского) оледенения, микулинское межледниковье и последнее валдайское оледенение, позволяет детально проследить полный цикл развития криолитозоны во внеледниковой области Русской равнины. Палеокриолитозона на Среднерусской возвышенности деградировала в московское позднеледниковье, исчезала в последнее межледниковье, агградировала в валдайское ледниковье и вновь исчезала в голоцене.

Следы мерзлотных деформаций, палеопочвы, погребенные формы рельефа, отложения, обладающие диагностируемыми текстурными характе-

ристиками, наряду с биотическими индикаторами (зоо-, фитоостатками) являются основными первичными показателями палеоэкологических условий, длительно сохраняющимися в педоседиментационных толщах неоплейстоценовых разрезов суши. Различные индикаторы отражают разные, зачастую диаметрально противоположные по климату периоды развития ландшафтов. Погребенные почвы фиксируют фазы достаточно длительного устойчивого развития геосистем (скорости почвообразования и выветривания превышали скорости рельефообразования) с благоприятным для биоты и почв климатом. Следы мерзлотных процессов, проявившиеся в нарушениях первоначального залегания слоев и(или) почв, а также в посткриогенных текстурах, отражают наиболее неблагоприятные обстановки (холодные полуволны разнопериодных климатических ритмов: не только оледенений, стадиялов, но и внутримежледниковых похолоданий). Погребенные формы рельефа (промоины, ложбины, делли, овраги, балки) и коррелятные им отложения – индикаторы неблагоприятных периодов для формирования устойчивого почвенного и растительного покровов. Они соответствуют условиям нестабильных переходных периодов палеоклимата от холодных к теплым, и наоборот.

В современной криолитозоне выделяют области многолетней сплошной и прерывистой (островной и спорадической) мерзлоты, а также глубокого сезонного промерзания [Попов, 1967; Мельников, 2000]. Криогенные области характеризуются не только климатическими показателями, но и структурными и пластичными нарушениями почв и грунтов, особыми криогенными и эрозионно-термокарстовыми формами рельефа. В реликтовой криолитозоне льды замещены рыхлыми отложениями со специфическими структурами и текстурами, длительно сохраняющимися.

А.А. Величко и В.П. Нечаевым [Величко, 1969; Величко и др., 1978, 2004; Величко, Нечаев, 1999; Нечаев, 1981] на основе актуалистического метода создана классификация палеомерзлотных феноменов, определено стратиграфическое положение, реконструированы палеоклиматические качественные и количественные параметры.

Особое палеогеографическое значение придается псевдоморфозам по полигонально-жильным льдам (ПЖЛ). Псевдоморфозы имеют клиновидную форму, а зачастую котлообразную, расширенную верхнюю часть (отношение глубины к ширине колеблется между 3:1 и 6:1) и сужающуюся нижнюю часть, часто с узкой трещиной [Попов, 1967; Величко, 1969; Бердников, 1976; Нечаев, 1981]. Для границ структур их заполнения характерно наличие микробросов и нарушений. Если эти криогенные образования встречаются в разрезах, то можно уверенно говорить о распростране-

нии в прошлом многолетней мерзлоты, где температура грунтов опускалась до -3°C и ниже [Каплина, Романовский, 1960]. Размеры псевдоморфоз (вертикальные и размеры полигонов) прямо отражают климатические и мерзлотные показатели. Крупные деформации (котлообразные псевдоморфозы, большие клиновидные структуры) образовались в зоне сплошной мерзлоты, более мелкие клинья – в условиях прерывистой и островной мерзлоты [Каплина, Романовский, 1960; Данилова, Баулин, 1973; Нечаев, 1981; Конищев, 1994]. Наиболее крупные и хорошо сохранившиеся из них относятся к последнему криогенному этапу – ярославскому (МИС 2). Пятна-медальоны встречаются в северных районах прерывистой мерзлоты и в областях сплошной мерзлоты. Ледогрунтовые жилы характерны чаще для островной мерзлоты.

Первично-грунтовые жилы развиваются там, где имеет место значительное сезонное оттаивание и промерзание. Они обладают рядом диагностических признаков, но схожи с трещинами усыхания, так как и те, и другие распространены в одних и тех же районах криолитозоны. Грунтовые жилы наиболее широко распространены в областях глубокого промерзания, а также встречаются в подзонах прерывистой мерзлоты и имеют смешанное происхождение (в определенные моменты могут формироваться как трещины усыхания).

Солифлюкционные образования (террасы, слои, линзы) формируются на склонах в условиях многолетнемерзлых пород, когда есть хотя бы небольшой уклон, позволяющий водонасыщенному грунту течь по мерзлому слою. Другие аструктурные пластичные деформации (складки, петли, инволюции) формируются в условиях сезонноталого слоя, зажатого между многолетнемерзлыми породами и слоем сезонного промерзания. Аструктурные деформации характерны для более гумидных условий в области многолетней мерзлоты.

Наиболее древний из криогенных горизонтов (КГ) – московский – относится к среднеплейстоценовому днепровскому этапу, отвечающему заключительной московской ледниковой стадии (МИС 6), предшествующей микулинскому межледниковью (МИС 5е). Этому межледниковью соответствует салынская палеопочва, не имеющая, по мнению А.А. Величко [1969], собственных криогенных индикаторов. Однако она может быть нарушена криогенными деформациями более поздних этапов и прежде всего смоленского криогенного этапа (фаза “а”), предшествующего крутицкому интерстадиалу. С окончанием этого теплого интервала и формированием в последующее похолодание хотылевского лесса связано развитие фазы “б” смоленского КГ. В среднем валдае А.А. Величко выделяет всего один брянский интерстадиал с радиоуглеродными датами аналогичных почв 32–24 тыс. лет [Величко, 1969; Величко и

др., 1997]. Однако в последних работах А.А. Величко значительно расширяет временные рамки брянского периода, сопоставляя его со всем средневалдайским потеплением и называя мегаинтерстадиалом [Величко и др., 2004]. Мы придерживаемся первоначальной точки зрения А.А. Величко на хронологию этого интервала, определяя его как один из основных теплых периодов (заклучительный) сложного средневалдайского времени [Сычева и др., 2007; Сычева, 2011]. Поверхность брянских почв нарушена клиновидными структурами владимирского КГ. Этот криогоризонт связан с максимумом валдайского оледенения [Величко и др., 2004]. Холодные условия позднеледниковья фиксируются ярославским КГ.

К предложенным криогенным индикаторам нами добавлены следующие: крупные линейные формы – перигляциальные овраги (их ближайшие аналоги – овраги тундровой зоны), делли (эрозионно-термокарстовые ложбины); мелкополигональные клиновидные структуры сезонного промерзания (внутри межледниковые), посткриогенная текстура.

РАЙОН И ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Александровский карьер расположен в 10 км южнее г. Курска на междуречье рек Сейма (левый берег) и Млодаты, на высоте 230–240 м над уровнем моря между двумя отвершками балки Кукуев лог (рис. 1). Его координаты 51°05' с.ш. и 36°08' в.д. В прошлом здесь никогда не было древних ледниковых покровов, и талые ледниковые воды не влияли на формирование рельефа [Шик и др., 2004; Величко и др., 2011]. Карьер находится в зоне лесостепи Среднерусской возвышенности умеренного пояса с континентальным климатом. В стенках ка-



Рис. 1. Местоположение Александровского карьера и границы оледенений на Восточно-Европейской равнине [Шик и др., 2004, рис. 1].

Области: I – днепровского оледенения, II – донского оледенения, III – перигляциальная. Границы оледенений: 1 – донского, 2 – днепровского, 3 – погребенная граница донского оледенения.

рьера вскрыта погребенная балочная система, состоящая из основного створа и нескольких отвершков. Изучение объекта проводится автором с 1987 г. в мониторинговом режиме [Сычева, 1996, 2011; Сычева, Гунова, 2004; Сычева и др., 2007].

Разрез Александровского карьера является опорным для позднего плейстоцена перигляциальной области Восточно-Европейской равнины (рис. 2). Он признан памятником геологии регионального значения и представляет собой хорошо сохранившийся фрагмент эрозионной сети микулинского межледниковья. Палеоформа образована в московское позднеледниковье. Ее поверх-



Рис. 2. Московско-микулинская погребенная балка в Александровском карьере, фиксируемая рышковской палеопочвой (штриховая линия).

Основные стратиграфические слои: I – голоценовый чернозем, II – поздневалдайский лесс, III – брянская палеопочва, IIIa – тускарский лесс, IV – александровская почва, IVa – селиховодворский лесс, V – стрелецкая палеопочва, Va – млодательский лесс, VI – кукуевская палеопочва, VII – сеймский лесс и педоседимент, VIII – рышковская палеопочва, IX – московский лесс.

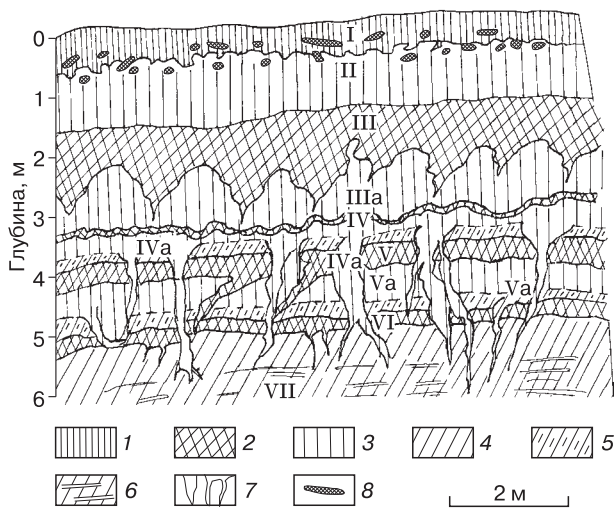


Рис. 3. Строение педоседиментационной толщи Александровского карьера.

1 – голоценовый чернозем, 2 – палеопочвы, 3 – лесс, 4 – делювий, 5 – педоседименты ранневалдайских почв, 6 – педоседименты рышковской палеопочвы, 7 – криогенные деформации, 8 – кратовины. Условные обозн. см. на рис. 2.

ность фиксируется межледниковой рышковской палеопочвой (слой 8), развитой в днище и на склонах палеобалки.

Сверху вниз здесь развиты следующие слои (рис. 3, таблица).

I. Голоценовый типичный или выщелоченный чернозем (МИС 1).

II. Поздневалдайский буровато-палевый лесс (МИС 2). К этому слою приурочены делли – эрозивно-термокарстовые ложбины, заполненные более тяжелым суглинком, с радиоуглеродными датами: 11 140 ± 190 и 12 200 ± 180 лет назад (Ki-9360, Ki-9361 соответственно).

III. Брянская средневалдайская интерстадиальная палеопочва (МИС 3) – перигляциальная лесостепная дерново-карбонатная на склонах и дерновая оглеенная в днище палеоложины. Радиоуглеродный возраст нижней части гумусового горизонта 33 140 ± 230 лет назад (Ki-8211). Брянская почва нарушена крупными клинообразными структурами владимирского КГ.

IIIa. Тускарский оглеенный лесс (МИС 3) развит над днищем палеобалки. В этом слое найдены костные остатки доисторической лошади и шерстистого носорога. Полученные по коллагену костей ¹⁴C-даты: 39 710 ± 580 и 40 200 ± 420 лет назад (Ki-9362, Ki-10868 соответственно).

IV. Александровская средневалдайская интерстадиальная палеопочва (МИС 3) – лесостепная луговая почва. Радиоуглеродный возраст почвы 49 500 ± 520 лет назад (Ki-15275).

IVa. Селиховодворский лесс (МИС 4), включая педоседимент стрелецкой палеопочвы. С ним связаны котлообразные псевдоморфозы, разбивающие стрелецкую и кукуевскую палеопочвы.

V. Стрелецкая ранневалдайская интерстадиальная палеопочва (МИС 5a) – лесостепная лугово-черноземная с гумусовыми языками.

Va. Млодатынский лесс (МИС 5b), включая педоседимент кукуевской палеопочвы.

VI. Кукуевская ранневалдайская интерстадиальная палеопочва (МИС 5c) – лесостепная луговая черноземовидная почва с гумусовыми языками.

VII. Сеймские ранневалдайские солюфлюкционно-делювиальные лессовидные суглинки (МИС 5d), включая педоседименты рышковской почвы.

VIII. Рышковская палеопочва микулинского межледниковья (МИС 5e), временной аналог салынской почвы в схеме А.А. Величко. В днище палеобалки это сложная циклично построенная почвенно-седиментационная толща (педолитокомплекс), состоящая из 3–4 почвенных профилей, наложенных друг на друга или разделенных донными промоинами, заполненными пролювием. На склонах балки рышковская почва – лесная текстурно-дифференцированная (аналог современных дерново-подзолистых почв).

IX. Палевый лесс московской стадии днепровского оледенения (МИС 6). К нему приурочены эрозивно-термокарстовые формы – перигляциальные овраги и делли.

Выделенные стратиграфические горизонты, как почвенные, так и литогенные, с особыми посткриогенными текстурами, изучены нами не только в Александровском карьере, но и в других разрезах Среднерусской возвышенности: Монастырском (Танеевском), Новопоселковском, Лебединском и других карьерах.

ПОСТКРИОГЕННЫЕ ЯВЛЕНИЯ НА СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ КОНЦА МОСКОВСКОГО–ВАЛДАЙСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Позднемосковские криогенные феномены.

Эрозивно-термокарстовые палеоформы представлены многочисленными деллями и глубокими палеоврезами – перигляциальными оврагами. Они приурочены к кровле мощного московского палевого лесса (слой IX). Палеодепрессии закладывались на выровненной поверхности междуречий в московское позднеледниковье. Перигляциальные овраги являются “корнями” отвершков московско-микулинской палеобалки. Многие из этих форм наследовались микулинским мезорельефом (рис. 4). В этом случае их поверхность фиксируется рышковской палеопочвой микулинского

**Криогенные горизонты Восточно-Европейской равнины
(конец московского оледенения–микулинское межледниковье–валдайское оледенение)**

МИС	Криогенный горизонт (КГ)		Возраст криогенных индикаторов	Формы рельефа, криогенные структуры и текстуры	Положение криогенных индикаторов в разрезе, связь с почвами	Условия формирования
	по А.А. Величко, В.П. Нечаеву	по С.А. Сычевой				
6	Московский, фаза "а"	Московский, фаза "а"	Позднемосковский	Перигляциальные овраги и делли	Московский лесс	Многолетняя сплошная мерзлота
6	То же	То же	То же	Посткриогенная текстура	То же, основание рышковской почвы	То же
6	Московский, фаза "б"	Московский, фаза "б"	«	Клиновидные структуры (небольшие полигоны)	Иллювиальный горизонт рышковской почвы	Многолетняя прерывистая и сезонная мерзлота
5e			Микулинский	Мелкие клинья	Элювиальный горизонт рышковской почвы	Сезонная мерзлота
5d	Смоленский, фаза "а"	Сеймский, фазы "а", "б"	Ранневалдайский стадиал 1	Пластичные деформации, небольшие псевдоморфозы и др.	Нижняя и средняя часть сеймского лесса	Многолетняя прерывистая мерзлота
5c			Ранневалдайский интерстадиал 1	Грунтовые жилы – гумусовые языки	Нижняя часть гумусового горизонта кукуевской почвы	Сезонное промерзание и усыхание
5b		Млодательский	Ранневалдайский стадиал 2	Небольшие клинья	Млодательский лесс	Прерывистая мерзлота
5a			Ранневалдайский интерстадиал 2	Грунтовые жилы – гумусовые языки-космы	Нижняя часть гумусового горизонта стрелецкой почвы	Сезонное промерзание и усыхание
4	Смоленский, фаза "б"	Селиховодворский	Ранневалдайский стадиал 3	Псевдоморфозы по ПЖЛ	Селиховодворский лесс	Многолетняя сплошная мерзлота
4		То же	То же	Посткриогенная текстура	Педоседимент и гумусовый горизонт стрелецкой почвы	То же
3			Средневалдайский интерстадиал 1	Небольшие трещины, оглеение	Александровская почва	Глубокое сезонное промерзание
3		Тускарский, фаза "а"	Средневалдайский стадиал 1	Пластичные деформации	То же	Многолетняя прерывистая мерзлота
3		Тускарский, фаза "б"	То же	Небольшие клинья	Тускарский оглеенный лесс	То же
3			Средневалдайский интерстадиал 2	Клинья	Брянская почва	Глубокое сезонное промерзание
2	Владимирский	Владимирский	Максимум оледенения	Крупные клиновидные структуры	То же	Многолетняя сплошная мерзлота
2	Ярославский, фазы "а", "б"	Ярославский	Позднеледниковье	Делли	Поздневалдайский лесс	То же
1			Голоцен		Голоценовая почва – чернозем	Сезонное промерзание

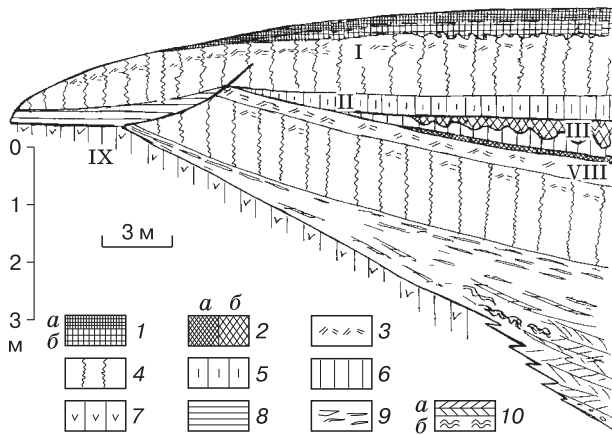


Рис. 4. Позднемосковский перигляциальный овраг, унаследованный микулинской ложбиной.

Горизонты почв: 1 – гумусовые голоценовые (а – гумусово-аккумулятивный, б – переходный); 2 – гумусовые позднеплейстоценовые (а – рышковские, б – брянские); 3 – элювиальные голоценовые и рышковские; 4 – иллювиальные голоценовые и рышковские; 5 – поздневалдайский лесс; 6 – средневалдайский лесс; 7 – московский лесс; 8 – солифлюкционно-делювиальные суглинки в заполнении поздневалдайского деля; 9 – посткриогенная слоистая текстура московского лесса; 10 – суглинки в заполнении позднемосковского оврага (а – делювиально-пролювиальные, б – делювиально-солифлюкционные). Остальные усл. обозн. см. на рис. 2.

межледниковья. Депрессии относительно узкие (около 40–50 м), глубокие (более 6–7 м) и крутостенные (25° и более). Граница палеоврезов с вмещающей породой (московским лессом) резкая, иногда нарушена микросбросами. В заполнении встречаются криотурбированный педоседимент (в прибортовой части) среднееоплейстоценовых палеопочв, а также прослой тонкозернистых песков с более косой и линзовидной слоистостью (в нижней части), указывающие на высокие начальные скорости аккумуляции материала в днищах оврагов. Невыработанная форма депрессии, текстурные особенности заполняющих отложений (следы криотурбаций) свидетельствуют о короткоживущей мезоформе, заложившейся в московском позднеледниковье и быстро заполненной.

Сохранились также многочисленные менее глубокие депрессии (до 2 м) и неширокие (до 30 м) формы, врезанные в толщу московского лесса и полностью заполненные слоистыми отложениями со следами криотурбаций (делли). Борты форм пологие, слегка вогнутые с уклонами 5–7°. Встречаются и более мелкие формы овражного типа глубиной до 1,5–2,0 м при ширине в первые метры (первичные промоины). Эрозионный контакт, несогласно срезающий верхнюю часть заполнения всех этих врезов и отделяющий их от комп-

лекса погребенных отложений, подчеркивается иллювиальным горизонтом рышковской межледниковой палеопочвы. Время активного существования данных эрозионных форм, таким образом, ограничено позднемосковским периодом. Сходные образования – первичные промоины, делли и криоэрозионные овраги – описаны на севере современной криолитозоны [Воскресенский, 2001; Любимов, Ковалев, 2006].

Посткриогенная слоистая или поясковая текстура отмечена в основании рышковской палеопочвы и верхней части московского лесса. Она представлена чередованием слоев светло-палевого легкого суглинка (супеси) и буровато-палевого среднего суглинка. Толщина слоев колеблется от долей миллиметра до 1,5 см. В кровле московского лесса происходит утолщение слоев. В основании профиля рышковской палеопочвы посткриогенная текстура подчеркивается осадением глинистых кулан по более тяжелым по гранулометрическому составу буровато-палевым слоям.

Небольшие клиновидные трещины (шириной 30–40 см, глубиной 60–80 см) обнаружены в нижней части иллювиального горизонта рышковской палеопочвы на склоне погребенной балки северо-западной экспозиции.

Микулинские криогенные феномены. Рышковская палеопочва (слой VIII) на склонах (в днище балки это почвенно-седиментационный комплекс или серия) сформирована в микулинское межледниковье (130–118 тыс. лет назад). В толще рышковской педолитосерии на уровне второго элювиального горизонта, материал которого отложился уже в межледниковье, обнаружены небольшие клиновидные структуры с высотой расширенной части 35–40 см и шириной 20–30 см (рис. 5). Они единичные, но иногда составляют систему, где чередуются с интервалом 80–120 см. Клинья, образовавшиеся в условиях глубокого сезонного промерзания, заполнены неоднородным суглинком от палевого до белесовато-палевого цвета, книзу приобретающего тонкослоистую текстуру. Это свидетельствует о том, что формы были короткоживущими, быстро заполнились пролювиально-делювиальным материалом и поэтому хорошо сохранились. Подобные формы наследуются донными эрозионными промоинами и тогда утрачивают четкие V-образные очертания. Такие формы заполнены слоистыми и линзовидными педоседиментами флювиального генезиса.

Ранневалдайские криогенные индикаторы. Сеймские ранневалдайские делювиально-солифлюкционные суглинки (слой VII), сложенные рышковскими педоседиментами и московскими литоседиментами, несут следы разнообразных палеомерзлотных нарушений (сеймский криоген-

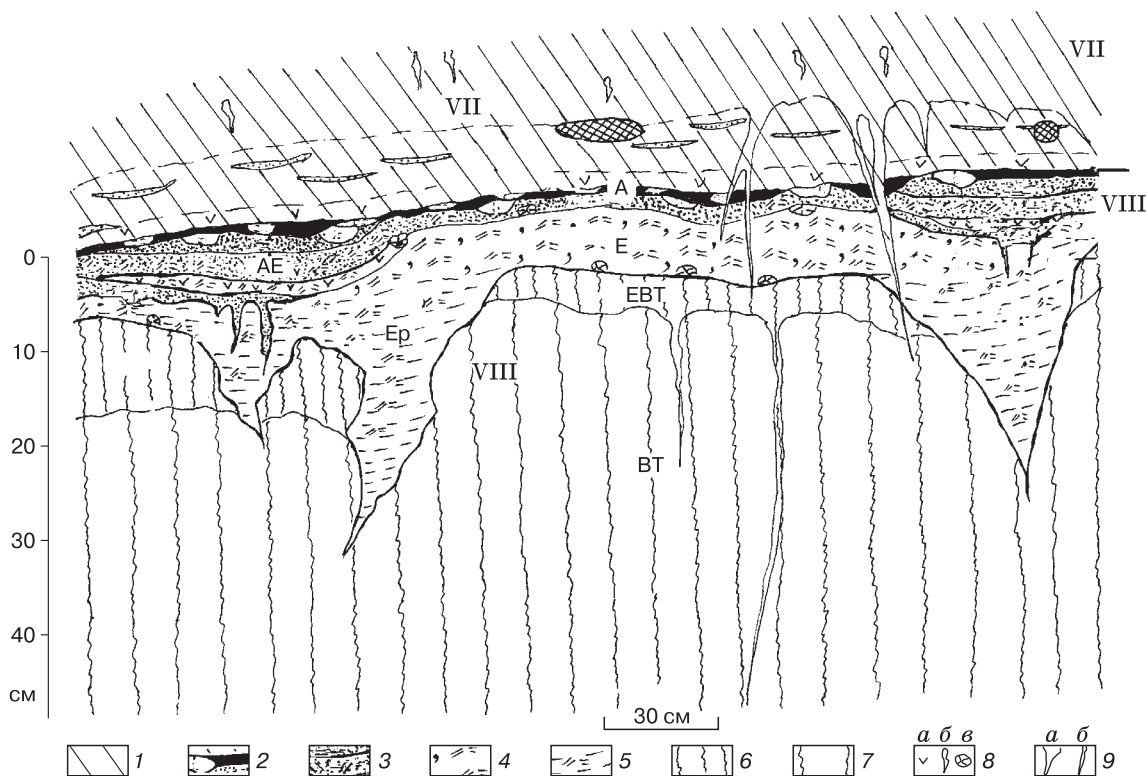


Рис. 5. Рышковская палеопочва микулинского межледниковья (МИС 5е) и клиновидные трещины глубокого сезонного промерзания.

1 – сейсмский педоседимент; 2 – пирогенный слой (угли и пятна суглинка, побывавшего в огне); горизонты рышковской палеопочвы: 3 – гумусовый (А) и элювиально-гумусовый (АЕ); 4 – элювиальный отбеленный (Е); 5 – элювиальный палеовый (Ер); 6 – элювиально-иллювиальный (ЕВТ); 7 – иллювиальный (ВТ); 8 – диагенетические новообразования (а – пятна оглеения, б – карбонатные конкреции, в – друзы гипса); 9 – трещины (а – сезонного промерзания, б – усыхания). Остальные усл. обозн. см. на рис. 2.

ный горизонт). В основании ранневалдайских отложений присутствуют элементарные синлитогенные мерзлотные трещины (рис. 6, а). В днище балки в приконтактной зоне с рышковской палеопочвой обнаружены пластичные деформации – инволюции и криотурбации (см. рис. 6, б). Смятые линзы, петли более однородного гумусированного суглинка (мощностью от 2–4 до 6–8 см) разделены деформированными белесыми прослоями, образованными переотложенным материалом элювиального горизонта. В этом слое также описан небольшой блок рыхлого мелкозема с иным залеганием слоев, чем во вмещающей породе (см. рис. 6, в). По-видимому, он откололся от мерзлого грунта при частичном оттаивании, в мерзлом состоянии перемещен и вновь заморожен. Описанный феномен является подтверждением существования мерзлоты одновременно с осадконакоплением (синлитогенной мерзлоты). В педоседименте, образованном в основном из иллювиального горизонта рышковской палеопочвы, описана небольшая псевдоморфоза цилиндрической формы,

заканчивающаяся характерной узкой трещиной, наклоненной из-за сползания по склону (см. рис. 6, г). На склонах палеоформы четко выражены солифлюкционные складки, языки субгоризонтального простириания в виде небольших оплывин (см. рис. 6, д).

Ранневалдайская интерстадиальная кукуевская почва (слой VI) сформирована на сеймских суглинках, образованных за счет переотложения московского лесса с незначительной примесью рышковского почвенного материала. Нижняя граница гумусового горизонта нарушена гумусовыми языками-трещинами с вертикальными размерами 30–40 см. Это грунтовые жилы глубокого промерзания.

Кукуевская палеопочва перекрыта ее же педоседиментом и младатским лессом (слой Va), к которому приурочены небольшие постмерзлотные клиновидные трещины одноименного криогенного горизонта (см. рис. 2).

Нижняя граница горизонта A1, залегающего выше ранневалдайской стрелецкой палеопочвы

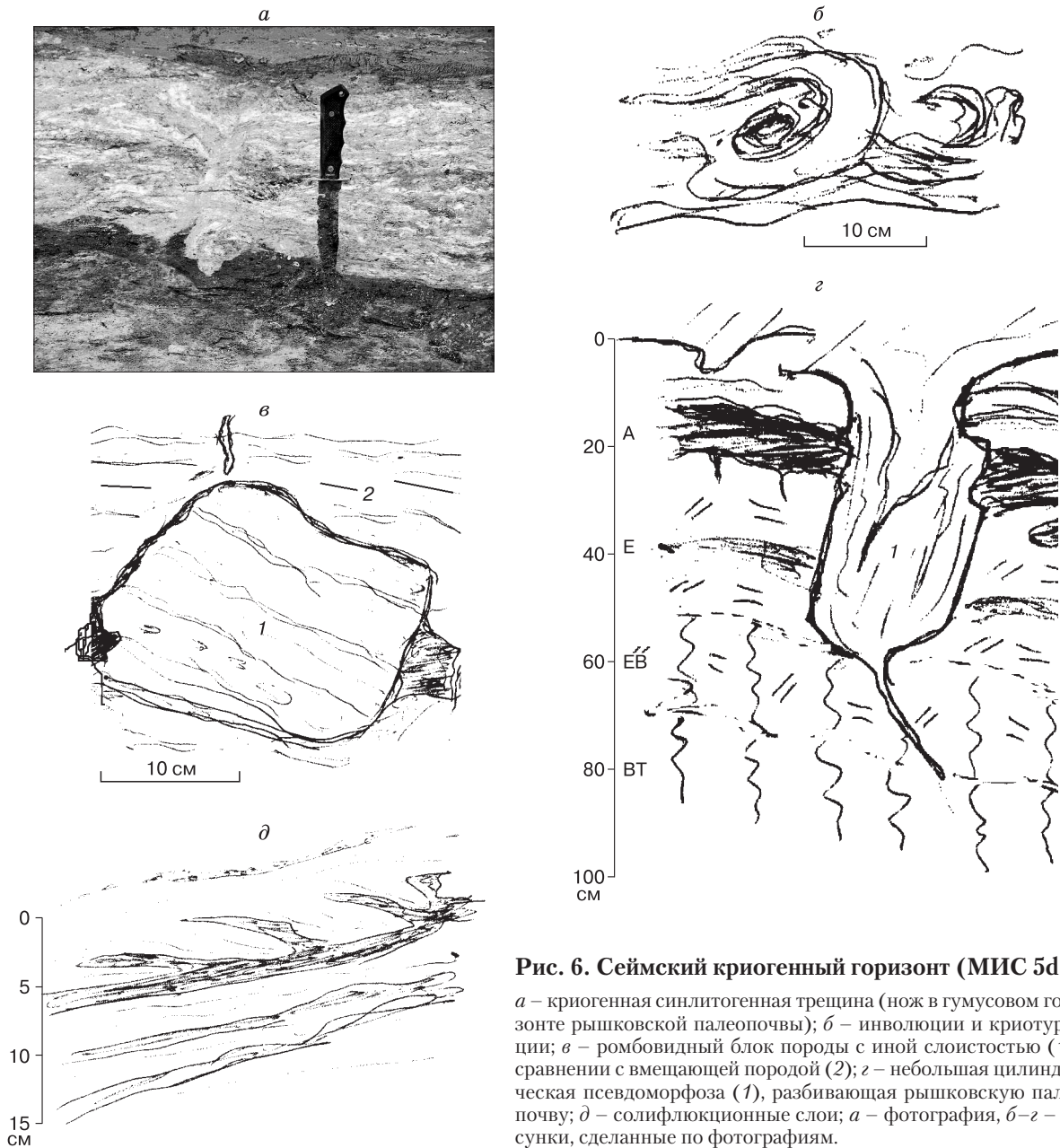


Рис. 6. Сеймский криогенный горизонт (МИС 5d):

a – криогенная синлитогенная трещина (нож в гумусовом горизонте рышковской палеопочвы); *б* – инволюции и криотурбации; *в* – ромбовидный блок породы с иной слоистостью (1) в сравнении с вмещающей породой (2); *г* – небольшая цилиндрическая псевдоморфоза (1), разбивающая рышковскую палеопочву; *д* – солифлюкционные слои; *а–г* – фотографии, *б–г* – рисунки, сделанные по фотографиям.

(слой V), разбита мощными гумусовыми трещинами – космами, проникающими на глубину до 110 см (грунтовые жилы) (см. рис. 2).

Стрелецкая почва перекрыта ее же педоседиментом и *селиховодворским лессом* (слой VIa), с которым связаны крупные котлообразные псевдоморфозы по ПЖЛ *селиховодворского криогенного горизонта* (см. рис. 2). Их верхняя часть имеет ширину 80–100 см, высота псевдоморфоз 70–150 см. Псевдоморфозы по ПЖЛ разбивают обе ранневалдайские почвы и кровлю сеймского слоя. Иногда они наложены на гумусовые трещины

стрелецкой почвы. С этим криогенным горизонтом связан уровень посткриогенной наклонно-слоистой текстуры.

Средневалдайские криогенные феномены.

Средневалдайская александровская палеопочва (слой IV) радиоуглеродным возрастом около 50 тыс. лет назад сильно деформирована мерзлотными процессами, что затрудняет определение ее первоначального генезиса. Гумусовый горизонт представлен разорванными пятнами и линзами мощностью 5–15 см, разбитыми трещинами и прожилками из вышележащего глеевого лесса

(слой IIIa). Мерзлотные нарушения чаще имеют пластичный характер: криотурбации и инволюции *тускарьского криогенного горизонта, фаза "а"* (см. рис. 2), однако присутствуют и нарушения в виде небольших клиньев. На эродированных поверхностях от почвы остается перемятый ярко-бурый иллювиально-железистый горизонт.

Средневалдайский тускарьский лесс (слой IIIa) представлен сизовато-светло-палевым оглененным средним суглинком и развит только над днищем микулинской балки. К нему приурочены находки крупной фауны – лошади, шерстистого носорога. Над днищем палеобалки в 2002–2003 гг. был обнаружен уровень клиновидных структур, сходных с деформациями, разбивающими брянскую почву, но значительно меньших размеров (высота 40–60 см) – *тускарьский криогенный горизонт, фаза "б"*. Иногда он наложен на александровскую палеопочву. На склонах палеодепрессии оглененный тускарьский лесс сменяется буровато-палевым лессом, полностью проработанным почвообразованием брянского времени.

Брянская палеопочва (слой III) обладает яркими морфотипическими признаками, не позволяющими усомниться в ее диагностике [Величко, Морозова, 1972]. Радиоуглеродный возраст почвы около 33 тыс. лет.

Поздневалдайские криогенные феномены.

В результате воздействия криогенных процессов брянская почва представлена в виде крупных клиновидных структур (в плане – небольших полигонов, чередующихся с пятнами-медальонами) – *владимирский криогенный горизонт* (см. рис. 4). Ширина постмерзлотных клиньев 70–150 см, высота от 100–130 до 180 см, чередуются через 200–250 см. Гранулометрический состав заполнения структур неоднороден: в центре он более глинистый, чем на периферии. Вероятно, в центр клиньев при вытаивании льда попадал более тяжелосуглинистый материал гумусового горизонта. Карбонатный же горизонт оказался подтянутым в межструктурное пространство, которое изначально составляло пятно со слабо развитыми дерново-карбонатными почвами. Размеры клиновидных структур и характер их простираения в значительной степени зависят от локальных геоморфологических условий. На склонах балки вследствие локальных условий они приобретают вид небольших наклонных грушевидных форм (см. рис. 3).

Позднеледниковые эрозионно-термокарстовые формы рельефа представлены деллями (первичными ложбинами эрозионно-термокарстового генезиса), которые не наследуют микулинскую палеоформу, но отражены в структуре современного почвенного покрова. Вероятно, они генетически связаны с *ярославским криогенным горизонтом* и образовались при таянии многолетне-

мерзлых пород и освоении полигональной сети флювиальными процессами. Делли, как правило, развиты в верхней приборочной части микулинского склона. В поперечном разрезе делли выглядят как линзовидные формы, заполненные тяжелыми однородными бурыми суглинками, склонового генезиса.

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ КРИОЛИТОЗОНЫ НА СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ В КОНЦЕ СРЕДНЕГО И ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Полученные данные свидетельствуют о нескольких этапах агградации многолетней мерзлоты (как сплошной, так и прерывистой) и ее деградации, а также о периодах глубокого сезонного промерзания почв и пород Среднерусской возвышенности в конце среднего и в течение всего позднего неоплейстоцена (рис. 7, таблица).

Изучение следов мерзлотных процессов в Александровском карьере позволяет выделить структурные и аструктурные криогенные деформации, уровни посткриогенных текстур, а также реконструировать условия их образования.

К индикаторам существования многолетней мерзлоты (см. рис. 7, таблицу) относятся следующие.

1. Позднемосковские перигляциальные овраги, делли и первичные ложбины. Отнесение этих форм к эрозионно-термокарстовым основано на следующих фактах. Поперечный профиль палеодепрессий имеет форму, близкую к V-образной, а в облегающей толще отсутствуют развитые *in situ* погребенные почвы. Это свидетельствует как о непродолжительном существовании подобных форм на дневной поверхности, так и о неблагоприятных для почвообразования палеоэкологических условиях. Палеодепрессии заложены в верхней части московских лессов, которые накапливались в суровых условиях перигляциальных степей, реконструируемых по спорово-пыльцевым спектрам [Сычева, Гунова, 2004]. Эта часть вмещающих лессов обладает ярко выраженной поясковой (слоистой) посткриогенной текстурой, свидетельствующей о сингенетическом промерзании и последующем оттаивании породы. Толща лесса с подобной текстурой обрамляет древние термоэрозионные палеоформы (делли, термокарстовые понижения, перигляциальные овраги), что говорит о существовании сильнольдистых отложений и их оттаивании. Многие из таких форм заполнены слоистыми солифлюкционными и аллювиально-делювиальными отложениями, смятыми мерзлотой в причудливые (криотурбационные) складки. Вероятно, эти палеодепрессии первоначально являлись термокарстовыми формами рельефа, возникшими по решеткам ледяных полигонов и оттаявших

Эпохи	МИС	Криоиндикаторы	Почвы	Почвы и криогенные горизонты (КГ)
Голоцен	1			Голоценовая почва Ярославский КГ
Поздний валдай	2			1–2 инициальные палеопочвы Владимирский КГ
	3			Брянская палеопочва Тускарьский КГ Александровская палеопочва
Ранний валдай	4			Селиховодворский КГ
	5a			Стрелецкая палеопочва
	5b			Млодательский КГ
	5c			Кукуевская палеопочва
	5d			Сеймский КГ
Микулинское межледниковье	5e			Рышковская палеопочва
Московское позднеледниковье	6			Московский КГ



Рис. 7. Палеопочвы, криоиндикаторы и криогенные горизонты конца среднего и позднего неоплейстоцена.

Структурные криодеформации: 1 – котлообразные псевдоморфозы по ПЖЛ, 2 – крупные клинья, 3 – мелкие клинья, 4 – клиновидные трещины сезонного промерзания; пластичные криодеформации: 5 – солифлюкционные, 6 – складки и инволюции (криотурбации); 7 – трещины усыхания и промерзания; 8 – эрозионно-термокарстовые формы; 9 – посткриогенная текстура.

льdistых отложений. По оттаявшим ПЖЛ закладывалась эрозионная сеть. Ложбины и делли были заполнены мелкоземом. Другие формы преобразовались в крупные перигляциальные овраги, которые также частично заполнились склоновыми отложениями и в дальнейшем стали отвершками балки (ложбинами) и ее основным стволом. На поверхности таких палеоформ развита межледниковая рышковская палеопочва. Исходя из стратиграфического положения, морфологии и характера заполнения, данные образования, таким образом, могут быть отнесены к московскому криогенному горизонту, фаза “а” (МИС 6).

2. Крупные котлообразные псевдоморфозы в селиховодворском лессе, занимающие стратиграфическое положение между стрелецкой и александровской почвами, – селиховодворский криогенный горизонт (МИС 4). С данным криогенным горизонтом также связан уровень наклонно-слоистой посткриогенной текстуры.

3. Большие клиновидные структуры, нарушающие профиль брянской почвы, сопоставимы с владимирским криогенным горизонтом (МИС 2).

4. Поздневалдайские делли являются косвенным свидетельством существования ярославского криогенного горизонта (МИС 2).

Индикаторы прерывистой (островной и спорадической) многолетней мерзлоты следующие.

1. Посткриогенная текстура суглинков, заполняющих позднемосковские овраги, а также небольшие клиновидные структуры, развитые в верхней части московского лесса и в основании профиля рышковской почвы, связаны с более поздней стадией этого криогенного этапа (московский криогенный горизонт, фаза “б”) (МИС 6).

2. Солифлюкционные деформации и небольшие криогенные псевдоморфозы в сеймском слое – сеймский криогенный горизонт (МИС 5d).

3. Криотурбации и инволюции, нарушающие александровскую палеопочву (фаза “а”), и небольшие клиновидные структуры в тускарском огленном лессе между александровской и брянской почвами (фаза “б”) – тускарьский криогенный горизонт (МИС 3).

Свидетелями глубокого сезонного промерзания являются мелкие клинья (глубиной около

30 см) во втором элювиальном горизонте рышковской почвы (МИС 5е) и грунтовые жилы по нижней границе гумусовых горизонтов интерстадиальных палеопочв – кукуевской (МИС 5с) и стрелецкой (МИС 5а).

ЭВОЛЮЦИЯ КРИОГЕНЕЗА В КОНЦЕ СРЕДНЕГО И ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Наиболее суровые условия реконструируются для московского (МИС 6) и валдайского (МИС 2) позднеледниковий. В эти периоды формировались крупные мерзлотные структуры – элементы криогенной морфоскульптуры, которые при вытаивании льда превращались в псевдоморфозы. Постмерзлотные морфоструктуры осваивались временными потоками, отчасти заполнялись склоновыми отложениями, но большей частью формировали новую эрозионную сеть. В межледниковья, как в микулинское, так и в голоцене, она преобразовалась в эрозионную (ложбинно-балочную и овражно-балочную) систему.

Во второй половине микулинского межледниковья при похолодании климата создаются условия для глубокого сезонного промерзания почв, следы которого в виде мелких клиньев осваиваются донной эрозией и сохраняются в днище балок и в лучшем виде на склонах северной экспозиции.

Сложная история криогенных процессов нового оледенения начинается с первого ранневалдайского стадиала (МИС 5d). Возможно, уже тогда появились первые перелетки мерзлоты в особых локальных условиях (на балочных склонах) в отдельные малоснежные зимы. Менее холодным по сравнению с первым был второй стадиал раннего валдая (МИС 5b), но определенно многолетняя мерзлота существовала в заключительном, третьем стадиале раннего валдая (МИС 4). Форма, размеры псевдоморфоз селиховодворского КГ и связанная с ними посткриогенная текстура педоседиментов подтверждают существование многолетнемерзлых пород на Среднерусской возвышенности в конце раннего валдая.

Несмотря на относительно теплый климат, в среднем валдае не менее чем дважды, возникали условия для промерзания почв и пород, хотя такие события на протяжении длительного времени (68–24 тыс. лет) могли случаться и чаще.

Наиболее холодный период – поздний валдай (МИС 2). Это один стадиал, разделенный кратковременными и незначительными потеплениями. С ним связаны владимирский и ярославский криогенные этапы, следы которых сохранились в отложениях вновь созданных террасовых и склоновых поверхностей [Бердников, 1976; Величко и др., 1978; Величко, 1996].

Таким образом, ранне- и средневалдайский интервалы имеют гораздо более сложную структуру, чем отраженная в общепринятых схемах, выраженную в увеличении числа не только теплых периодов (палеопочв), но и холодных (криогенных горизонтов). Каждый интервал включает по две (возможно, и более) интерстадиальные почвы, с которыми связаны горизонты глубокого сезонного промерзания. В раннем валдае выделено три криогенных этапа, к которым отнесены сеймский, млодательский и селиховодворский криогенные горизонты. Причем последний этап отличался наиболее суровыми климатическими условиями. В среднем валдае выделен сложный криогенный этап – тускарский (с фазами “а”, “б”), в позднем валдае – два криогенных этапа (владимирский и ярославский).

ВЫВОДЫ

1. Динамика криогенеза и его сочетания с педогенезом отражают направленно-ритмичные изменения палеоэкологических условий в полном межледниково-ледниковом макроцикле – основном климатическом ритме квартера.

2. Выявлены два макроцикла развития криолитозоны на Среднерусской возвышенности: среднеплейстоценовый (фаза деградации) и позднеплейстоценовый (фазы агградации и деградации). Макроциклы разделены микулинским межледниковьем, когда криолитозона полностью деградировала, так же как и в голоцене.

3. Каждый макроцикл характеризуется иерархической структурой эволюции криолитозоны, более детально реконструированной для позднеплейстоценового цикла.

4. В позднем неоплейстоцене сплошная мерзлота устанавливалась неоднократно: в конце раннего валдая (МИС 4), возможно, и в начале (МИС 5d), а также дважды в позднем валдае (МИС 2). Она заметно деградировала в ранневалдайские интерстадиалы (МИС 5с и МИС 5а) и в меньшей степени в средневалдайские (МИС 3).

5. Сеймский криогенный горизонт с разнообразными следами многолетней мерзлоты позволяет четко зафиксировать начало валдайского раннеледниковья (МИС 5d).

6. Наиболее холодные климатические этапы, связанные с селиховодворским и ярославским криогенными горизонтами, четко обозначили временные границы позднеплейстоценового перигляциала (МИС 4–МИС 2).

7. В позднем неоплейстоцене прерывистая и островная мерзлота появлялась дважды в стадиалы раннего (МИС 5d, МИС 5b) и среднего валдая (МИС 3), а также в позднем валдае (МИС 2).

8. Условия для глубокого сезонного промерзания почв возникали в конце микулинского меж-

ледниковья (МИС 5е), а также в ранневалдайские (МИС 5а, МИС 5с) и средневалдайские (МИС 3) интерстадиалы.

Литература

- Бердников В.В.** Палеокриогенный микрорельеф центра Русской равнины. М., Наука, 1976, 126 с.
- Величко А.А.** Развитие мерзлотных процессов в верхнем плейстоцене // Лесс-перигляциал-палеолит на территории Средней и Восточной Европы. М., ИГАН, 1969, с. 429–438.
- Величко А.А.** Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие / А.А. Величко, Т.Д. Морозова, В.П. Нечаев, О.М. Порожнякова. М., Наука, 1996, 150 с.
- Величко А.А., Бердников В.В., Нечаев В.П.** Динамика палеокриогенной зоны Европы в позднем плейстоцене // Общее мерзлотоведение. Новосибирск, Наука, 1978, с. 249–255.
- Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Губонина З.П. и др.** Основные черты строения лессово-почвенной формации // Лессово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины. Палеогеография и стратиграфия. М., ИГРАН, 1997, с. 5–24.
- Величко А.А., Зеликсон Э.М., Борисова О.К. и др.** Количественные реконструкции климата Восточно-Европейской равнины за последние 450 тыс. лет // Изв. РАН. Сер. геогр., 2004, № 1, с. 7–25.
- Величко А.А., Морозова Т.Д.** Брянская ископаемая почва, ее стратиграфическое значение и природные условия формирования // Лессы, погребенные почвы и криогенные явления. М., Наука, 1972, с. 71–114.
- Величко А.А., Нечаев В.П.** Методы палеоклиматических реконструкций // Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет. М., ГЕОС, 1999, с. 8–20.
- Величко А.А., Писарева В.В., Фаустова М.А.** Современное состояние концепции покровных оледенений // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М., Изд-во Моск. ун-та, 2011, вып. 3, с. 21–33.
- Воскресенский К.С.** Современные рельефообразующие процессы на равнинах севера России. М., Изд-во Моск. ун-та, 2001, 263 с.
- Данилова Н.С., Баулин В.В.** Следы криогенных процессов и их использование при палеогеографических реконструкциях ландшафтов // Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М., Наука, 1973, с. 66–79.
- Каплина Т.Н., Романовский П.Н.** О псевдоморфозах по полигональному льду // Перигляциальные явления на территории СССР. М., Наука, 1960, с. 47–59.
- Конищев В.Н.** Методы криолитологических исследований / В.Н. Конищев, В.В. Рогов. М., Изд-во Моск. ун-та, 1994, 136 с.
- Любимов В.П., Ковалев С.Н.** Особенности развития овражной эрозии во времени и в разных природных условиях // Геоморфология, 2006, № 3, с. 66–77.
- Мельников В.П.** Криогенные образования в литосфере Земли (изобразительная версия) / В.П. Мельников, В.И. Спесивцев. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2000, 343 с.
- Москвитин А.И.** “Ледяные” клинья – клиновидные трещины и их стратиграфическое значение // Бюл. МОИП. Отд. геол., 1940, т. 18, вып. 2, с. 34–41.
- Нечаев В.П.** О некоторых соотношениях между мерзлотными и климатическими параметрами и их палеогеографическое значение // Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М., Наука, 1981, с. 211–219.
- Попов А.И.** Мерзлотные явления в земной коре. (Криолитология). М., Изд-во Моск. ун-та, 1967, 304 с.
- Сычева С.А.** Эволюционный анализ плейстоценовых погребенных малых эрозионных форм // Геоморфология, 1996, № 3, с. 31–38.
- Сычева С.А.** Позднеплейстоценовые мерзлотные феномены в перигляциальной области Русской равнины и их связь с палеопочвами // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М., Изд-во Моск. ун-та, 2011, вып. 3, с. 228–237.
- Сычева С.А., Гунова В.С.** Результаты изучения позднеплейстоценового лессово-почвенного комплекса в погребенной балочной системе Средне-Русской возвышенности // Бюл. Комис. по изучению четвертичного периода. М., 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 V Всерос. совещ. М., ГЕОС, 2007, с. 407–408.
- Фотиев С.М.** Современные представления об эволюции криогенной области Западной и Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене (Сообщение 1) // Криосфера Земли, 2005, т. IX, № 2, с. 3–22.
- Шик С.М., Борисов Б.А., Заррина Е.П.** Проект региональной стратиграфической схемы неоплейстоцена Европейской России // Бюл. Комис. по изучению четвертичного периода. М., 2004, № 65, с. 102–114.

*Поступила в редакцию
31 января 2012 г.*