

OROGRAPHY OF THE BED-ROCK RELIEF OF SUBGLACIAL LAKE VOSTOK AND ITS VICINITY (EAST ANTARCTIC)

S.V. POPOV, P.I. LUNEV

Summary

On the base of topographic maps of 1 : 500 000 scale the regionalization of the territory was fulfilled. Three geomorphic regions were distinguished: 1 – the Vostok trench – submarine hilly plain of abs. height –900 m, with several depressions and rises; 2 – the Komsomolski mountains with abs. height up to 1580 m; 3 – the Shmidt plain with abs. height about 300 m and relief about 100 m. These regions are complexified by exogenic mesolandforms with different heights, depth of dissection and total morphology.

УДК 551.435.1(470.318)

© 2012 г. **Е.Д. ШЕРЕМЕЦКАЯ, О.К. БОРИСОВА, А.В. ПАНИН**

ДИНАМИКА ПОСЛЕЛЕДНИКОВОГО ВЫРАВНИВАНИЯ РЕЛЬЕФА МЕЖДУРЕЧИЙ В КРАЕВОЙ ЗОНЕ МОСКОВСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ БАССЕЙНА р. ПРОТВЫ)¹

Московский ледниковый покров оставил в центральных областях Восточно-Европейской равнины обширные равнины ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции, основные морфологические элементы которых представлены пологосклонными моренными и камовыми холмами и пологими ложбинами стока талых ледниковых вод. После деградации ледника в конце среднего плейстоцена (в разных районах – 130–150 тыс. л.н.) начала формироваться эрозионная сеть, стало происходить быстрое углубление речных долин и образование сети их притоков. Основные геоморфологические события с тех пор были сосредоточены в долинной сети, и большинство исследований истории развития рельефа полосы, лежащей между границами валдайского и московского оледенений, фокусируются именно на флювиальной истории [1–3 и др.]. Развитие рельефа междуречий оставалось в тени событий, происходивших в речных долинах – эрозионно-аккумулятивных циклов с амплитудами в десятки метров, обусловивших формирование сложно построенных долинных комплексов с лестницами террас и глубокими погребенными врезами. На этом “драматическом” фоне медленная эволюция междуречных пространств оставалась слабо изученной. В целом установлено, что после деградации московского оледенения и роста общей глубины расчленения в пределах междуречий происходило последовательное сокращение размаха высот, продолжавшееся на протяжении межледниковых и ледниковых эпох позднего плейстоцена и голоцена [4, 5]. Новые данные, полученные авторами, позволяют более детально реконструировать механизм и хронологию процессов планации междуречий.

Объект исследования

Бутовское верховое болото (площадь 15 га, Боровский район Калужской области, 55°10'с.ш.; 36°25'в.д.) занимает озеровидное расширение в ложбине стока талых ледниковых вод (рис. 1). Ложбина длиной 2.5 км с абс. высотами дна 197–200 м тянется субмеридионально и разделяет поверхность междуречья на изометричные возвышенные массивы с высотами 205–208 м. Днище ложбины субгоризонтальное, шириной около 200 м; ширина ложбины по бровкам – до 1.2 км, глубина – 6–9 м, кру-

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-00340).

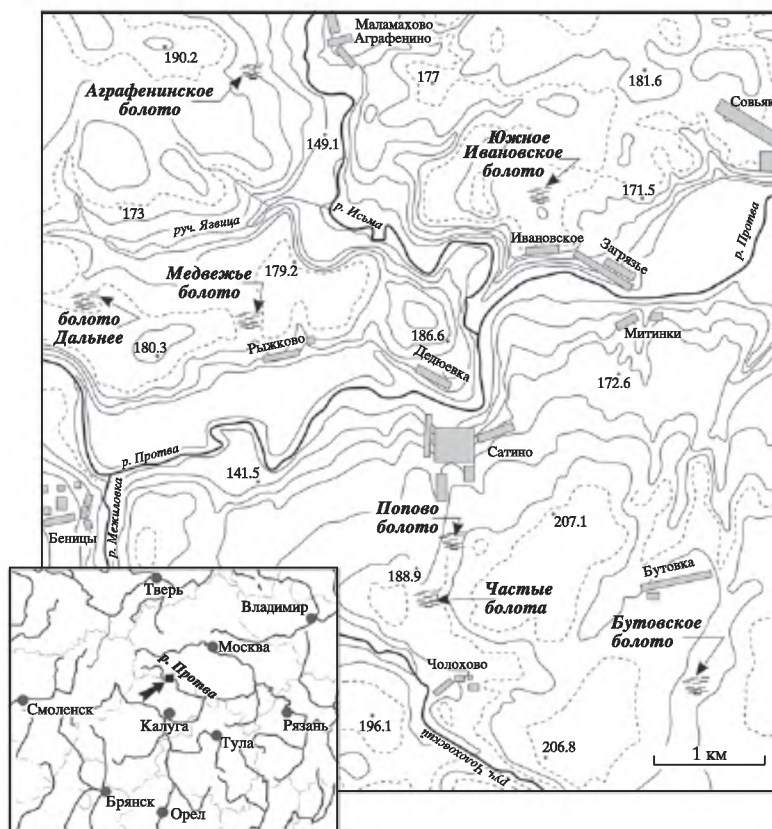


Рис. 1. Расположение объекта исследования
Изолинии проведены через 10 м

тизна бортов 0.5–2° (рис. 1). Профиль Бутовского болота слабовыпуклый, перепад высот не превышает 0.5 м. Растительность представлена сфагнумом и кустарничками: багульников, брусникой, черникой, кассандрой; из древесных пород в центральной части болота произрастает сосна, а ближе к периферии – береза.

В центральной части болота пробурена скважина глубиной 9.2 м, которая вскрыла пять литологических слоев (рис. 2А). *Слой 1* (0–1.8 м): торф коричневый, вниз по разрезу приобретает черный оттенок, уплотняется и насыщается минеральными примесями. Радиоуглеродные датировки показывают, что накопление торфа началось в бореальный период голоцена: 1.75–1.8 м (подошва торфа) – 9170 ± 70 (Ki-7010); 0.45–0.5 м (подошва рыхлой верхней части слоя) – 1855 ± 60 (Ki-7008), 1.4 м – 7625 ± 65 (Ki-7009). *Слой 2* (1.8–6.2 м): зеленовато-сизый алевроит, с глубины 5.3 м – с бурым оттенком. *Слой 3* (6.2–7.75 м): бурый торф с линзами хорошо отмытого песка, в нижних 0.5 м слоя – слабо разложившийся очень плотный торф светло-коричневого цвета, с четкой нижней границей. *Слой 4* (7.75–8.1 м): однородный коричневатый суглинок. *Слой 5* (8.1–9.2 м): сизоватый суглинок сильно опесчаненный, с включениями мелких обломков магматических пород – флювиогляциальные отложения позднемосковского возраста.

Вещественный состав отложений

Керн скважины был опробован с интервалом 5–10 см и подвергнут ряду анализов.

I. *Потери при прокаливании* (далее ППП) – прокаливание сухой навески при 550°C, позволяющее по потере массы определить долю органического вещества в осадке [6].

Изучены 92 образца из слоев 1–4 (рис. 2Б). По аналогии с классификацией сапропелей Н.В. Кордэ [7], отложения с ППП более 50% отнесены к типичным торфам, с ППП 15–50% – к оторфованному материалу, с ППП менее 15% – к минеральным осадкам с включениями органического материала. Низкие ППП в слое 4 показывают, что на ранних этапах заполнения ложбины преобладал минеральный тип осадконакопления. Высокие ППП в слое 3 с глубины 7,75 м отражают появление болотного комплекса. Изменчивость значений ППП в верхней и нижней частях слоя, а также наличие линз песка на глубинах 7.1–7.15 м свидетельствуют о привносе минеральных частиц с водосбора в начале и в конце этапа. Слой 2 возник в результате постепенного заполнения существовавшего понижения минеральными осадками. При накоплении нижней пачки слоя 1 происходила постепенная смена биогенно-минерального осадконакопления современным биогенным с незначительным привносом минерального вещества.

II. *Гранулометрический анализ* выполнен для отложений с ППП <15% (слои 2, 4 и 5). Анализ 68 образцов, отобранных через каждые 5 см, основан на стандартной 8-фракционной шкале [8] (рис. 2В). Для 38 образцов проведен дробный гранулометрический анализ 31 фракции по логарифмической шкале В.П. Батурина [9] (рис. 3). Фракции >0.1 мм после предварительного разрушения агрегатов разделялись сухим рассевом на виброгрохоте Analysette 3 Pro. Фракции <0.1 мм диспергировались пиропосфатом натрия [6] и разделялись при 8-фракционном анализе методом отмучивания [8], при 31-фракционном – на лазерном анализаторе “Analysette 22”.

В слоях 5 и 4 доминируют фракции мелкозернистого песка (0.25–0.1 мм) и крупного алеврита (0.05–0.01 мм), имеются включения мелкообломочного материала (>1 мм). В слое 2 основная масса осадка – это в разной степени опесчаненный глинистый алеврит с практически полным отсутствием фракции >0.5 мм (рис. 3Б). В средней части слоя (3.3–4.8 м) повышено содержание песка. В верхней половине слоя возрастает доля алеврита за счет падения содержаний как глины, так и песка (рис. 3А).

III. *Спорово-пыльцевой анализ* проведен с интервалом 10 см. Образцы обработаны по методу В.П. Гричука [10] с сепарацией в тяжелой жидкости. Подсчет проводился до 500–600 пыльцевых зерен и спор в органических осадках и до 250–300 зерен в глинистых осадках с низкой концентрацией пыльцы (п.). Общий состав спектров рассчитан, исходя из общей суммы п. и спор наземных растений, как соотношение п. деревьев и кустарников (далее – ПДиК), п. трав и кустарничков (далее – ПТиК) и спор. Рассчитаны также концентрации п., для чего к каждому образцу известного объема при обработке добавлено определенное количество специально подготовленных спор *Lycopodium* в таблетках [11]. Статистическая обработка данных и построение диаграмм осуществлялись при помощи программ Tilia и TiliaGraph [12]. По изменениям пыльцевых на диаграмме выделено 12 пыльцевых зон (ПЗ) (рис. 4).

В основании вскрытой толщи (920–790 см) выделяется ПЗ 1 с довольно высокими содержаниями ПДиК – 65–75%. Среди п. деревьев в ПЗ-1 преобладает п. сосны, ели и древовидной березы (*Betula* sect. *Alba*), изредка встречается п. пихты (*Abies*). Среди п. кустарников наиболее обильна п. *Betula humilis*, встречается п. криофильного ольховника (*Alnaster fruticosus*). В группе ПТиК преобладает п. полыни, обнаружена также п. *Helianthemum* – светолюбивого растения, индикатора открытых ландшафтов.

Подзона 1а (920–815 см) отличается повышенным содержанием п. карликовой березки (*B. nana*) и находками спор криофильного вида плауна *Lycopodium pungens*. Низкая концентрация п. и спор в подзоне 1а свидетельствует о низкой пыльцевой продуктивности растений и о высоких скоростях аккумуляции отложений. Состав п. и спор указывает на существование растительности перигляциального типа, сочетавшей в себе черты лесотундры и лесостепи, с небольшими березовыми колками. Участки с более богатыми и влажными почвами занимали темнохвойные древесные породы – ель и (реже) пихта. На междуречьях были распространены полынно-злаковые сообщества степного типа. Широко были развиты луговые сообщества с тундровыми элементами.

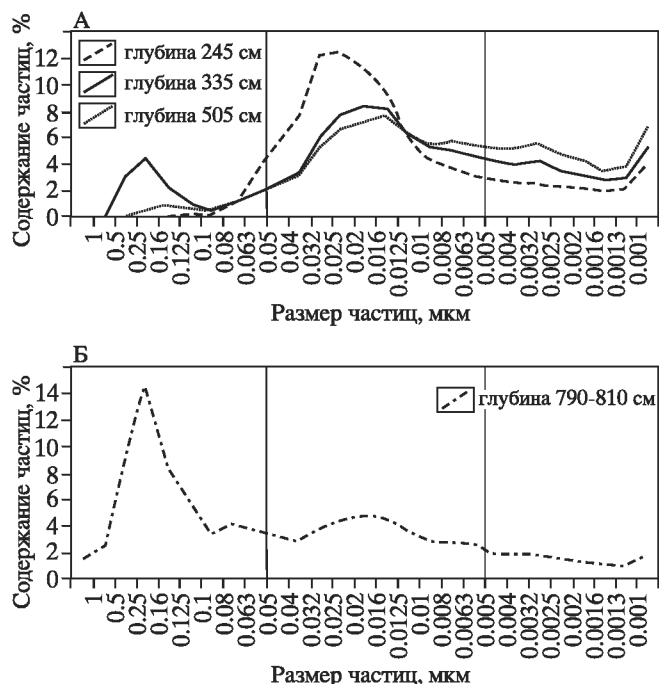


Рис. 3. Дробный гранулометрический состав отложений Бутовского болота

А – сводная диаграмма для литологических слоев 2 (180–620 см) и 4 (775–810 см), Б – гранулометрический состав типичных отложений

фитов, устойчивых к холодным зимам (*Ephedra* и *Kochia scoparia*), свидетельствуют о том, что в ландшафтах этого времени сохранялись перигляциальные сообщества.

По-видимому, быстрое облесение территории привело к повсеместному снижению активности эрозии. На это указывает сокращение количества переотложенных палеозойских и мезозойских спор в подзоне 1b по сравнению с подзоной 1a. В целом ПЗ 1 отвечает финальной стадии московской ледниковой эпохи и переходу к миккулинскому межледниковью.

Зона 2 (790–730 см) также разделена на две подзоны. В подзоне 2a разнообразна п. водных и прибрежно-водных растений, что указывает на накопление осадков в мелководном довольно теплом водоеме. В дальнейшем озеро заполнилось наносами и заросло, и на его месте образовалось низинное болото. В подзоне 2b среди ПТиК доминирует п. Сурегасеае. Содержание ПДиК в ПЗ 2 достигает 95% спектров благодаря обилию п. широколиственных древесных пород: вяза (*Ulmus*) в подзоне 2a и дуба (*Quercus*) в подзоне 2b. В подзоне 2b появляется п. липы, ясеня, клена и граба (*Carpinus betulus*), повышается обилие п. влаголюбивых древесных пород (*Alnus incana* и *Salix*).

Содержание ПДиК в ПЗ 3 (730–680 см) несколько снижается, в основном за счет увеличения доли спор Polypodiaceae в спектрах. Рост содержания п. граба и липы сопровождается резким падением содержаний п. вяза и дуба. Эти изменения отражают радикальную перестройку лесных сообществ, во время которой создавались благоприятные условия для распространения кустарников в подлеске: содержание п. лещины здесь достигает 125% по отношению к сумме п. деревьев [13]. Широколиственные леса с грабом имели богатый состав: в них встречались 3 вида вяза, 2 вида дуба, 2 вида липы, клен и ясень. Рост содержаний п. *A. glutinosa* указывает на распространение черноольховых лесов на переувлажненных почвах. ПЗ 3 отвечает оптимуму межледниковья.

В подзоне 1b (815–790 см) ПДиК составляет до 80% спектров, причем п. ели достигает 50% от суммы п. деревьев [13]. Единично встречается п. пихты и лиственницы. Среди ПТиК доминируют *Artemisia* и Роасеае. Резкое увеличение концентрации п. ели отражает смягчение климата и, вероятно, возрастание увлажнения. О повышении уровня грунтовых вод свидетельствует появление п. растений, обитающих на переувлажненных грунтах – *Typha latifolia*, *Alisma*, *Sparganium*. Найдена также п. относительно теплолюбивых водных растений (*Nymphaea* и *Nuphar*), однако присутствие спор криофильного плауна *Selaginella selaginoides* показывает, что потепление климата не достигало еще современного уровня. Находки п. типичных ксеро-

В ПЗ 4 (680–620 см) снижается количество п. широколиственных пород, *A. glutinosa* и *B. sect. Albae*, а содержания п. сосны и ели возрастают. Концентрация п. ели достигает 2 млн. зерен в см³ осадка, п. сосны – 300 тыс. зерен в см³. Помимо п., в данном слое найдены особые клетки эпидермиса (кожицы) хвои ели и сосны – устьица, что свидетельствует о присутствии этих пород в непосредственной близости от разреза. Изредка встречается п. *Abies* и *Larix*. Возрастает содержание ПТиК (в основном Роасеае). П. трав – обитателей влажных лугов обильна и разнообразна. Растет содержание спор *Sphagnum*, обнаружена п. росянки (*Drosera*) – типичного растения торфяных болот. Часто встречаются споры *Osmunda*, таежных плаунов (*Lycopodium selago*, *L. annotinum*) и характерного вида светлых лесов *Pteridium aquilinum*. Эти изменения говорят о распространении темнохвойных и сосновых лесов с участием широколиственных пород и березы при постепенном похолодании и увеличении влажности климата. Положительный сдвиг водного баланса привел к возникновению озера на месте торфяного болота.

Состав флоры и последовательность кульминаций п. древесных пород позволяют уверенно отнести ПЗ 2–4 к микулинскому межледниковью. ПЗ 3 соответствует его оптимуму (зонам М5–М6 по схеме В.П. Гричука [14]). Изменения спектров в ПЗ 3 отражают переход от термоксеротической к термогигротической фазе межледниковья [15]. В ходе последующего похолодания возросла роль хвойных пород в составе лесов (ПЗ 4 = М7 по [14]).

ПЗ 5 (620–530 см) соответствует нижней, темноцветной пачке слоя 2. Количество ПДиК в ПЗ 5 снижается с 80 до 60%, преобладает п. *Pinus*, *Betula* и *Picea*. Довольно высокие содержания п. криофильных кустарников (*B. humilis*, *B. nana* и *Alnaster*) и находки спор *Botrychium boreale* и *Selaginella selaginoides* заставляют предположить, что п. широколиственных пород в ПЗ 5 переотложена из нижележащих осадков. П. *Artemisia* в ПЗ 5 достигает 30% от ПТиК; появляется п. светолюбивых и холодостойких трав (*Helianthemum*, *Polemonium coeruleum*, *Thalictrum*, *Linum*) и растений, обитающих на эродированных грунтах (*Ephedra*, *Saxifraga*, *Plantago*, Опаграсеае). Описанные изменения говорят о резком сокращении залесенности водосбора озера. Разреженные хвойные и березовые леса и кустарники распространялись в окрестностях разреза в условиях, более холодных, чем современные, причем ранняя часть этого интервала была немного холоднее, чем его поздняя часть. ПЗ 5 Бутовской скважины соответствует региональной палинозоне М8 [14], переходной от микулинского межледниковья к валдайской ледниковой эпохе.

В ПЗ 6 (530–475 см) количество ПДиК снижается до 15%. Среди древесных пород преобладает береза. Содержания п. холодостойких мезофильных кустарников (*B. humilis*, *B. nana*, *Salix*) довольно высоки. Среди ПТиК доминирует п. семейств Роасеае и Ranunculaceae, часто встречается п. холодостойких и светолюбивых растений (*Polemonium coeruleum*, *Thalictrum*, *Linum*, *Valeriana*, *Sanguisorba*). Для ПЗ 6 характерны также обитатели нарушенных грунтов (*Fagopyrum*, *Saxifraga*, *Polygonum bistorta/viviparum*, Опаграсеае). В ПЗ 6 отражено дальнейшее похолодание и развитие растительности, близкой к южной тундре или березовой лесотундре.

В ПЗ 7 (475–395 см) содержание ПДиК вновь повышается до 40–45%. Количество п. сосны в верхней части зоны достигает 60% от суммы п. деревьев, содержание п. белой березы заметно снижается, встречается п. лиственницы. Как известно, содержание п. *Larix* в спектрах обычно сильно занижено [16], поэтому уже само ее присутствие в ПЗ 7 служит признаком распространения лиственничных редколесий вблизи разреза. Небольшой пик образует п. *Picea*, изредка встречается п. *P. sibirica*. Возрастание доли п. *Artemisia* и Chenopodiaceae, находки п. и спор растений, характерных для нарушенных грунтов (*Centaurea cyanus*, Опаграсеае, Нератика), типичных ксерофитов (*Eurotia ceratoides*) и светолюбивых растений (*Helianthemum*) свидетельствуют о небольшом потеплении в условиях континентального климата с сухим и довольно теплым летом.

В это время были широко развиты луговые сообщества с перигляциально-степными элементами.

В ПЗ 8 (395–315 см) количество ПДиК минимально для данного разреза (10%), причем она представлена почти исключительно п. сосны, наиболее подверженной разносу ветром. Единично встречается п. *Abies* и *P. sibirica*. Из кустарников в ПЗ 8 немного возрастает только содержание п. ольховника, характерного для регионов с суровым климатом и многолетней мерзлотой. Среди ПТиК преобладает п. *Roaceae*, *Cyperaceae* и *Artemisia*; найдены споры типичных криофитов (*B. boreale*, *L. pungens*, *S. selaginoides*). Все это говорит о холодном климате и развитии перигляциально-тундровой растительности, где встречались лишь редкие группы деревьев (ель, береза). Разреженная растительность с несомкнутым наземным покровом способствовала активизации эрозии, что видно по возрастанию количества перетолженных древних спор и по находкам спор *Hepatica* – обитателей обнаженного грунта.

В ПЗ 9 (315–180 см) количество ПДиК вновь возрастает до 50–60%. Доминирует п. *P. sylvestris* и *B. sect. Albae*, возрастает содержание п. *Picea*. П. *B. nana* и *B. humilis* образует пики в середине ПЗ 9, *Alnaster* и *Salix* – в подзоне 9b. Встречается п. *P. sibirica* и, реже, *Abies* и *Larix*; обнаружена п. облепихи – типичного гелиофита. Среди ПТиК в подзоне 9a доминирует п. злаков, а в подзоне 9b – осоковых. П. маревых образует небольшой пик в подзоне 9a; встречается п. *Ephedra*. Споры (*Sphagnum* и *Polypodiaceae*) составляют до 10%. Изменения пыльцевых спектров свидетельствуют о значительном потеплении. На окружающей разрез территории распространялись лиственничные, березовые и еловые леса с участием кедра и пихты и, возможно, сосны. Растительность была близка к современным северотаежным, а позднее – к среднетаежным лесам Западной Сибири. Тем не менее, высокие содержания ПТиК, включая *Artemisia* и *Chenopodiaceae*, и присутствие перигляциальных элементов позволяют заключить, что это потепление имело ранг интерстадиала.

Сравнение изменений содержания ПДиК в разрезе Бутовка с кислородно-изотопной кривой по ледяному керну из северной Гренландии [17] показывает, что пики содержаний ПДиК в этом разрезе соответствуют теплым фазам событий Дансгора-Эшгера (DO) 25, 24 и 23 (рис. 5). Холодная фаза DO 26 коррелируется с подзоной 5a и отражает похолодание при переходе от последнего межледникового к раннему ледниковью. В.П. Гричук [14] назвал первое значительное потепление раннего валдая верхневожжским интерстадиалом. В Западной Европе ему соответствует интерстадиал брёруп [18 и др.]. По стратиграфической позиции и особенностям растительности и климата верхневожжскому интерстадиалу отвечает потепление, отраженное в ПЗ 9 разреза Бутовка. Проведенная нами корреляция с гренландской изотопной кривой [17] позволяет предположить, что это потепление длилось не менее 4 тыс. лет, подобно теплой фазе DO 23 и подстадии 5c морской кислородно-изотопной шкалы, с которыми оно сопоставляется (рис. 5).

Согласно палинологическим данным (ПЗ 10–12) и радиоуглеродным датировкам, горизонт торфа (слой 1), венчающий вскрытую скважиной толщу осадков, сформировался на протяжении большей части голоцена.

Слой сильно заиленного торфа на глубине 180–150 см (ПЗ 10) образовался вбореальный период голоцена. ПДиК (в основном п. березы и сосны) здесь составляет 50–60%. В небольшом количестве найдена п. вяза, липы и реже – дуба. П. кустарниковых видов берез и ели встречается редко. Среди ПТиК преобладают *Roaceae* и *Cyperaceae*, разнообразна п. луговых (*Valeriana*, *Thalictrum* и др.), болотных (*Typha latifolia*, *Sparganium*, *Equisetum*) и водных растений. По-видимому, отложения накапливались в небольшом низинном или переходном болоте, окруженном березовыми, сосновыми и смешанными лесами с небольшим участием широколиственных пород. На прогреваемых солнцем склонах на легких грунтах еще сохранялись реликты перигляциально-степных ассоциаций, о чем свидетельствуют находки п. *Ephedra* в ПЗ 10.

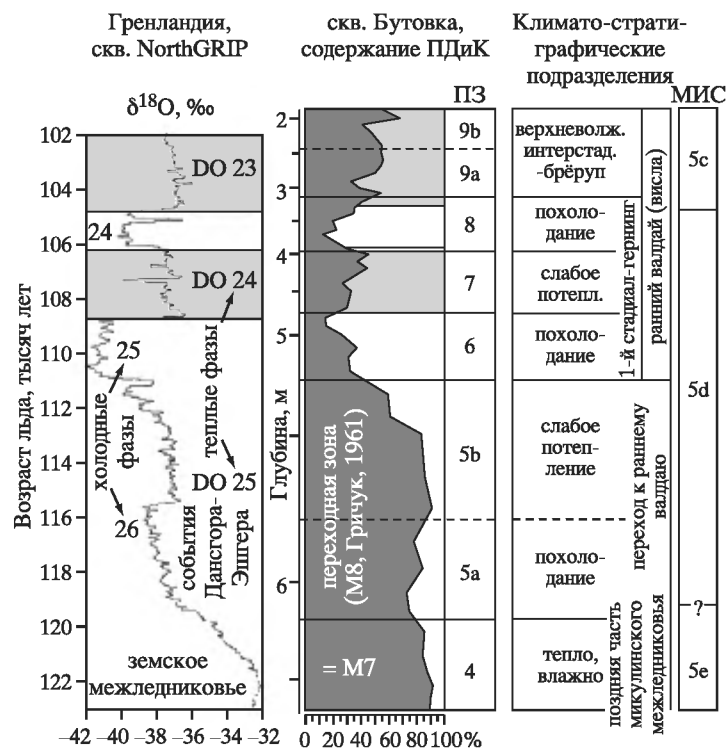


Рис. 5. Корреляция отложений Бутовской междуречной ложбины с региональными климатостратиграфическими подразделениями Северного полушария

Изменения спектров в ПЗ 11 отражают стадии становления, расцвета и угасания широколиственных лесов на территории, примыкающей к разрезу. В подзоне 11a ПТиК содержится в небольшом количестве; в изобилии присутствуют споры *Polypodiaceae*. Встречается п. влаголюбивых растений, споры хвощей и сфагнов. Возрастает количество п. кустарничков из порядка *Ericales*. Вероятно, эти изменения отражают перестройку растительности на самом болотном массиве и его постепенный переход к верховому типу питания. Заметим, что п. водных растений в этом слое и выше по разрезу уже не встречается. В лесах на междуречьях и склонах, примыкающих к болотному массиву преобладала береза, постепенно возрастала роль широколиственных пород. На существование массивов хвойных (сосновых и, возможно, еловых) лесов указывают находки спор таяжных видов плаунов. Вероятно, подзона 11a соответствует первой половине атлантического периода голоцена.

Подзона 11b выделяется по наиболее высоким содержаниям ПДиК (до 95% спектра). П. вяза составляет около 30%, п. дуба – около 25%, и п. липы – 15% от суммы п. деревьев [13]. Состав пылевых спектров отражает господство широколиственных лесов. В их подлеске, по опушкам и полянам росли разнообразные кустарники (лещина, калина, крушина) и хмель. Появление п. *A. glutinosa* свидетельствует о существовании черноольховых лесов на переувлажненных грунтах. Серая ольха (*A. incana*), вероятно, росла на влажных почвах по периферии болота. ПТиК мало, споры *Sphagnum* образуют небольшой, но отчетливый пик. Подзона 11b сопоставляется нами с позднеатлантическим временем, когда климат был более теплым и мягким, чем современный, т.е. с климатическим оптимумом голоцена.

В подзоне 11c отражены изменения в составе широколиственных лесов: заметно сокращается доля п. вяза, в меньшей степени – дуба; содержание п. липы остается на прежнем уровне. В небольшом количестве обнаружена п. ясеня и клена. Возможно,

перестройки в лесных сообществах привели к улучшению условий освещенности для кустарников, растущих под пологом леса: на это указывает пик п. лещины. Возрастает содержание п. сосны. Находки п. эрозиофильных растений (*Centaurea cyanus*, *Fagopyrum*, *Cannabis* и *Onagraceae*) позволяют предположить, что в конце этого интервала произошла некоторая активизация процессов эрозии на территории, окружающей разрез. Подзона 11с приблизительно соответствует суббореалу.

Состав п. и спор в верхнем, слабо разложившемся слое торфа (ПЗ 12), сформировавшемся в субатлантическое время, отражает перестройки в составе растительности, происходившие под воздействием не только изменений климата, но и хозяйственной деятельности человека. Например, господство п. березы в этом слое, вероятно, указывает не столько на деградацию широколиственных лесов при некотором похолодании, сколько на вырубку этих лесов под пашню. Об антропогенном воздействии говорит и состав ПТиК, в том числе присутствие видов, которые в лесной зоне обычно относят к сорным растениям (*Plantago lanceolata* и других растений, характерных для нарушенных грунтов). Естественные тенденции в развитии растительности в термогигротическую стадию современного межледникового проявились в подъеме содержания п. ели и, возможно п. ивы. Среди споровых растений в ПЗ 12 наиболее полно представлены папоротники и сфагновые мхи.

Геоморфологическая интерпретация результатов

При отступании московского ледникового покрова на рассматриваемом участке образовалась ложбина стока талых ледниковых вод. В конце московской эпохи здесь в перигляциальных условиях при разреженном растительном покрове происходил переувлажнение флювиогляциального материала и аккумуляция продуктов активной эрозии прилегающих склонов (литологические слои 5 и 4, ПЗ 1). В начале микулинского межледникового в бывшей ложбине стока на короткое время образовался мелководный озерный водоем, в котором накапливались оторфованные суглинистые (алевритовые) осадки (слой 4, ПЗ 2а). Заиление и зарастание водоема привело к формированию низинного болота. Вначале болото существовало в окружении хвойно-широколиственных лесов (ПЗ 2b); в это время здесь накапливался торф с наименьшей зольностью. При переходе от термксеротической к термогигротической стадии в оптимум микулинского межледникового (ПЗ 3) процессы эрозии несколько активизировались, и в торфе появилась примесь песчаного материала. Тем не менее, еще несколько тысяч лет при постепенном похолодании и росте увлажнения и при экспансии хвойных лесов (ПЗ 4) сохранялся преимущественно биогенный тип осадконакопления.

Похолодание в конце микулинской эпохи привело к восстановлению озерных условий. Началось заполнение озерной котловины тонкими алевритистыми, оглиненными осадками. Для начальной фазы валдайской холодной эпохи 109–114 тыс. л.н. (нижняя часть слоя 2, ПЗ 5b и 6) было характерно развитие эрозии на склонах ложбины, что фиксируется по увеличению содержания песка и появлению прослоев с включением мелкообломочного материала. Дальнейшая активизация эрозии происходила на фоне возрастания континентальности климата (более теплое и, возможно, более сухое лето). Ей способствовали появление многолетней мерзлоты, деградация лесных сообществ и разреженная перигляциальная растительность (ПЗ 6-8). На развитие процессов эрозии на водосборе указывает рост числа переотложенных древних (палеозойских и мезозойских) спор в осадках и увеличение крупности алеврита в слоях, соответствующих ПЗ 7 и 8.

После 105 тыс. л.н. на фоне распространения лесных сообществ (ПЗ 9) активность эрозии и интенсивность поступления наносов в озеро снизились. В верхней части слоя 2 уменьшается доля песка и возрастает доля алеврита, но одновременно уменьшается и содержание самых тонких фракций, что трудно объяснить с позиций эрозионной динамики. Вообще, рост содержания алеврита происходит неуклонно с самого начала валдайского времени на фоне флуктуаций доли песка и глины.

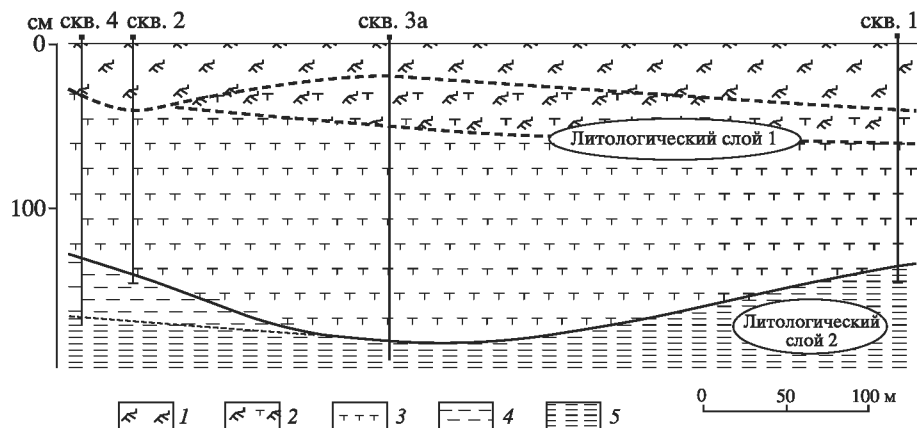


Рис. 6. Схематический субмеридиональный геологический профиль Бутовского болота
1 – подстилка из неразложившихся корней растений и сфагнома, 2 – торф с обильными включениями неразложившихся растительных остатков, 3 – торф, 4 – суглинок коричневый с зеленоватым оттенком, плотный, 5 – алевроит сизо-серый

По-видимому, это связано с эволюцией самих источников поступления наносов – верхних горизонтов почвы, подвергавшихся криогенному выветриванию, которое приводило к обогащению осадков пылеватыми фракциями за счет разрушения песчаных и коагуляции глинистых частиц [19]. Отдельные скачки содержания глины, вероятно, отвечают эпизодам возрастания площади и глубины водоема с соответствующей сортировкой поступающего в него материала.

Отсутствие в разрезе средне- и поздневалдайских отложений трудно объяснить их уничтожением эрозией. В серии пробуренных скважин нигде не встречено резких эрозионных контактов, а кровля озерной толщи очень ровная, с перепадами высот не более 50 см (рис. 6). Исходя из общей ситуации в рельефе, мощность слоя озерных осадков, уничтоженного эрозией, не могла превышать первых дециметров. Стратиграфический перерыв почти в 100 тысяч лет вряд ли можно связывать со столь ничтожной величиной эрозионного среза. Скорее всего, седиментация в озерной котловине закончилась еще до окончания раннего валдая, несмотря на сохранение ландшафтно-климатической обстановки, благоприятной для эрозионно-денудационных процессов. Это можно рассматривать как следствие саморазвития рельефа: в результате заполнения котловины шестиметровой толщей отложений она превратилась из ловушки для склоновых наносов в транзитное звено на их пути к нижним ярусам рельефа. Таким образом, аккумуляция в водоеме, существовавшем в ранневалдайское время на месте разреза Бутовка, прекратилась, когда депрессия в днище ложбины стока была заполнена озерными осадками.

Осадконакопление возобновилось в раннем голоцене, когда климат стал достаточно теплым и влажным для развития торфяника. В геоморфологическом отношении голоцен явился аналогом микулинского межледниковья, когда рельеф также находился в устойчивом состоянии при низкой активности экзогенных процессов. Однако в микулинское время котловина еще имела достаточную глубину и склоны, поставлявшие в днище минеральные наносы. Поэтому в микулинских торфах, в отличие от голоценовых, встречаются линзы песка и прослои суглинков. По характеру питания микулинское болото было низинным, в отличие от верхового голоценового. К началу голоцена в районе разреза произошла почти полная планация рельефа, а в результате накопления торфа дно котловины поднялось еще на 1.8 м и стало вровень с когда-то существовавшими локальными водоразделами. Накопление низкозольного торфа показывает, что поступление минерального вещества в днище ложбины прекратилось не позже, чем в начале атлантического периода голоцена.

Строение других междуречных депрессий в регионе

Помимо Бутовского болота, в бассейне Средней Протвы изучен целый ряд верховых болот, занимающих депрессии моренно-водноледникового рельефа на высотных отметках 170–190 м (рис. 1) [1, 20–22].

По строению толщ заполнения котловин эти болота можно разделить на два основных типа (рис. 7). Первый тип болот наследует междуречные понижения рельефа с относительной глубиной 5–10 м по кровле московской морены или флювиогляциальных отложений: болота Попово и Медвежье – это четко очерченные субмеридиональные ложбины стока талых ледниковых вод; болото Дальнее, вероятно, занимает моренную западину. В таких болотах под голоценовыми торфами или оторфованными суглинками небольшой мощности (0.45–0.60 м) залегают озерные глины и суглинки мощностью 3.8–5.0 м. По направлению к склонам междуречий озерные и болотные осадки фациально замещаются покровными лессовидными суглинками. По данным пылецевого анализа [1] можно предположить, что в болоте Дальнее накопление озерных отложений началось в оптимум микулинского межледниковья и продолжилось в валдайское время, в голоцене же там накапливался торф. Глубина первичных понижений сократилась за счет послеледниковой аккумуляции и в настоящее время составляет 3–8 м (с учетом покровных суглинков на междуречьях).

Второй тип болот близок к описанному выше Бутовскому болоту. Первичные депрессии, занимаемые этими болотами, достигают глубины 5–8 м. Болота Частые и Аграфенинское наследуют расширения крупных ложбин стока талых ледниковых вод, расположенные вдали от местных базисов эрозии, болото Южное Ивановское занимает моренную западину в вершинной части ложбины стока. В строении Аграфенинского болота и некоторых участков Частых болот выделяются две пачки биогенных и/или минерально-биогенных отложений, разделенные толщей глинистых озерных отложений мощностью 4–4.5 м. В котловине Южного Ивановского болота дно моренной западины выстлано оторфованными песками, торфом и сизыми озерными глинами (рис. 7). Эту толщу перекрывает слой торфа мощностью до 0.6 м. Нижняя пачка вышележащих озерных осадков мощностью до 0.5 м представлена глинами в центральной части западины и оглиненными песками на ее юго-восточном борту. Верхняя пачка представлена глинами мощностью до 3.15 м, которые по направлению к склонам междуречий фациально замещаются покровными лессовидными суглинками. Верхнюю и нижнюю пачки озерных осадков разделяет прослой оторфованных глин и песков небольшой мощности. Завершают разрез голоценовые торфа мощностью почти 2 м.

Заключение

Послеледниковая история междуречий в бассейне Средней Протвы

В бассейне Средней Протвы ледниково-аккумулятивный рельеф конца среднего плейстоцена характеризовался сравнительно большими перепадами высот (до 10–20 м) и значительными локальными уклонами [5]. В связи с этим уже в позднемосковское время в перигляциальной обстановке активно протекали склоновые и эрозионные процессы, фиксируемые по наличию опесчаненных прослоев в отложениях этого возраста (Бутовское и Южное Ивановское болота).

Для микулинского межледниковья была характерна стабилизация рельефа. В замкнутых или полужамкнутых депрессиях междуречий возникли условия для развития мелководных озерных бассейнов (современные болота Бутовское, Дальнее), а потом и болот с накоплением торфяных или оторфованных отложений (Бутовское, Южное Ивановское, Аграфенинское и, возможно, Частые болота). В то же время, участки, соседствующие с речными долинами, отличались довольно глубоким вертикальным расчленением, которое, по некоторым данным, достигло максимума уже в московское позднеледниковье [23]. Хорошие условия дренажа препятствовали раннему формированию болотных комплексов на таких территориях (болота Попово, Медвежье).

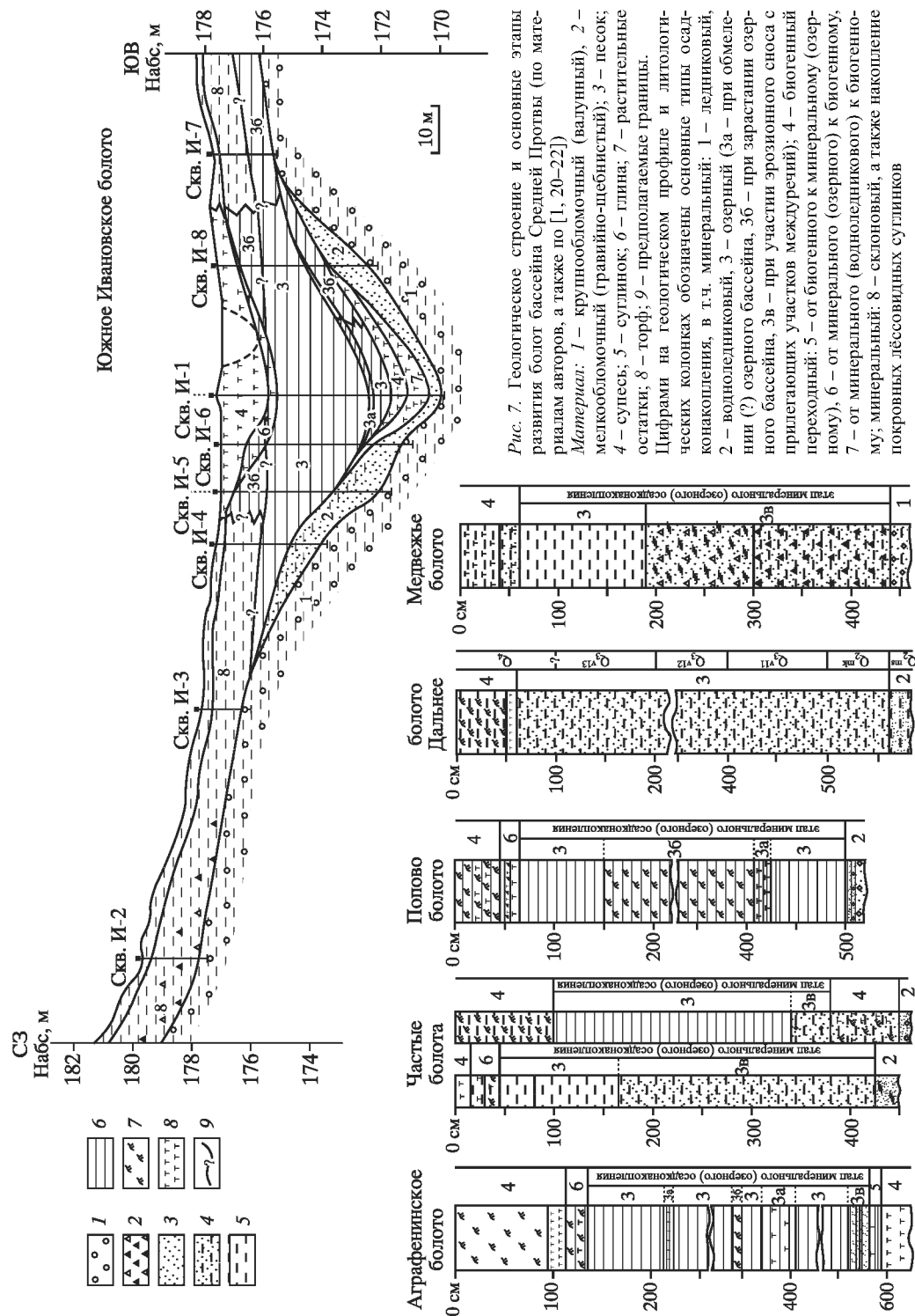


Рис. 7. Геологическое строение и основные этапы развития болот бассейна Средней Протвы (по материалам авторов, а также по [1, 20-22])

Материал: 1 – крупнообломочный (валунный); 2 – мелкообломочный (гравийно-щебнистый); 3 – песок; 4 – супесь; 5 – суглинок; 6 – глина; 7 – растительные остатки; 8 – торф; 9 – предполагаемые границы.

Цифрами на геологическом профиле и литологических колонках обозначены основные типы осадконакопления, в т.ч. минеральный: 1 – ледниковый, 2 – водноледниковый, 3 – озерный (3а – при обмелевании (?) озерного бассейна, 3б – при зарастании озерного бассейна, 3в – при участии эрозионного сноса с прилегающих участков междуречий); 4 – биогенный переходный; 5 – от биогенного к минеральному (озерному), 6 – от минерального (озерного) к биогенному; 7 – от минерального (водноледникового) к биогенному; минеральный; 8 – склоновый, а также накопление покровных лёссовидных суглинков.

В перигляциальных условиях валдайского времени активно происходили криопланация, трансформация склонов делювиально-солифлюкционными процессами и погребение верхних звеньев эрозионной сети [5, 23–26]. Заполнение флювиогляциальных ложбин и моренных западин продуктами сноса с прилегающих склонов привело к уменьшению глубины расчленения междуречий до 5–12 м [5]. За счет выполнения озерно-болотными отложениями замкнутые понижения – реликты гляциального морфолитогенеза – постепенно переставали служить ловушками для продуктов склоновой денудации. Если в конце московского времени потоки наносов на склонах междуречий направлялись в местные понижения рельефа, то уже в раннем валдае они начали объединяться в единую систему склонового сноса с междуречий в долинную сеть.

В начале голоцена на междуречьях вновь произошла геоморфологическая стабилизация, и в сохранившихся относительно неглубоких понижениях возникли современные верховые болота. В условиях крайне медленного поступления продуктов склоновой денудации с прилегающих возвышенных участков междуречий в таких болотах происходила преимущественно биогенная седиментация: накапливались торф (Бутовское, Южное Ивановское, Аграфенинское болота) или оторфованные суглинки (Попово, Дальнее, Медвежье, Частые болота).

Сходство геоморфологического положения и строения разрезов современных верховых болот бассейна Средней Протвы позволяет предполагать, что описанный сценарий типичен и для более обширных территорий краевой зоны московского оледенения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Комплексный анализ четвертичных отложений Сатинского учебного полигона / Г.И. Рычагов, С.И. Антонов. М.: Изд-во МГУ, 1992. 128 с.
2. Строение и история развития долины р. Протвы / Г.И. Рычагов, С.И. Антонов. М.: Изд-во МГУ, 1996. 129 с.
3. Панин А.В., Каревская И.А. История формирования поймы р. Протвы в пределах Сатинского полигона МГУ // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2000. № 4. С. 55–62.
4. Антонов С.И., Болысов С.И., Мысливец В.И. Интенсивность экзогенного преобразования равнинного рельефа в различные этапы антропогена (на примере юго-западного Подмосквья) // Экзогенный морфогенез в различных типах природной среды / Тез. докл. Всес. конф. (П Щукинские чтения). М.: Геофак МГУ, 1980. С. 95–96.
5. Антонов С.И. Изменения морфологии мезорельефа междуречий центральных районов Русской равнины в плейстоцене // Морфология рельефа. М.: Науч. мир, 2004. С. 123–134.
6. Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во МГУ, 1970. 487 с.
7. Кордэ Н.В. Биостратификация и типология русских сапропелей. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 218 с.
8. Рухин Л.Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. Л.: Недра, 1969. 704 с.
9. Батурич В.П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 174 с.
10. Гричук В.П. Методика обработки осадочных пород, бедных органическими остатками, для целей пылецевого анализа // Пробл. физич. географии. 1940. Вып. 8. С. 53–58.
11. Stockmarr J. Tablets with spores used in absolute pollen analysis // Pollen et Spores. 1971. V. 13. P. 615–621.
12. Grimm E.C. TILIA and TILIA*GRAPH.PC spreadsheet and graphics software for pollen data // INQUA, Working Group on Data-Handling Methods. Newsletter. 1990. V. 4. P. 5–7.
13. Borisova O.K. Vegetation and climate changes at the Eemian/Weichselian transition: new palynological data from Central Russian Plain // Polish Geological Institute Special Papers. 2005. V. 16. P. 9–17.
14. Гричук В.П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений // Рельеф и стратиграфия четвертич. отложений северо-запада Русской равнины. М.: Наука, АН СССР, 1961. С. 25–71.
15. Гричук М.П. Общие черты в истории природы средней части бассейнов Енисея и Оби и их значение для стратиграфии четвертичных отложений // Сб. м-лов по геологии Красноярского края. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 121–131.

16. *Пьявченко Н.И.* Результаты палинологического изучения торфяников Енисейской полосы Сибири // Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М.: Наука, 1966. С. 232–238.
17. *NorthGRIP Members.* High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period // *Nature*. 2004. V. 431. P. 147–151.
18. *Чеботарева Н.С., Макарычева И.А.* Геохронология природных изменений ледниковой области Восточной Европы в валдайскую ледниковую эпоху // Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет. Атлас-монография. М.: Наука, 1982. С. 16–28.
19. *Конищев В.Н.* Формирование состава дисперсных пород в криолитосфере. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. 198 с.
20. *Деркач А.А.* Биогенный рельеф лесной зоны Европейской территории России: Автореф. дис.... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 2005. 26 с.
21. *Болысов С.И.* Биогенное рельефообразование на суше. Т. 2. Зональность. М.: ГЕОС, 2007. 466 с.
22. *Антонов С.И., Болысов С.И., Борисова О.К. и др.* Последледниковая история болот в центре Русской равнины (бассейн р. Протвы) // Тр. Всерос. конф. “Геоморфология на рубеже XXI века” (IV Пушкинские чтения). М.: Геофак МГУ, 2000. С. 269–273.
23. *Еременко Е.А., Каревская И.А., Панин А.В.* Последледниковая трансформация флювиогляциальных ложбин в краевой зоне московского оледенения // Изв. РАН. Сер. геогр. 2010. № 2. С. 56–70.
24. *Асеев А.А.* Флювиальный морфо- и литогенез на равнинах под влиянием чередования гумидных и перигляциальных морфоклиматических условий // Климат, рельеф и деятельность человека. М.: Наука, 1981. С. 128–135.
25. *Асеев А.А., Дедков А.П.* Смена климатов и развитие рельефа // Климат, рельеф и деятельность человека. М.: Наука, 1981. С. 118–128.
26. *Васильев Ю.М.* Отложения перигляциальной зоны Восточной Европы. М.: Наука, 1980. 172 с.

Московский государственный университет
Географический факультет,
Ин-т географии РАН

Поступила в редакцию
14.12.2010

PLANATION OF MOSCOW GLACIATION PERIGLACIAL ZONE DURING POSTGLACIAL EPOCH

E.D. SHEREMETSKAYA, O.K. BORISOVA, A.V. PANIN

Summary

Data of lithologic and spores and pollen analysis were used for reconstruction of the history of postglacial sedimentation in the relict hollow of melt water runoff at the south watershed of the Protva river (Kaluga region). In the end of the Middle Pleistocene when the melt water runoff dried out, weak drainage lake appeared and quickly turned into marsh (dense peat of more than 1.5 m thickness). The middle of the swamp period corresponds to optimum of Mikulin interglacial (OIS 5e). Climate snap in the Early Valdai caused flooding of the hollow and sedimentation of 4.5 m of lacustrine siltstones during the interval 120–100 ka B.C. They are overlaid by 2 m of Holocene peat, i.e. accumulation was absent during the most part of the Holocene. Other watershed hollows in the middle Protva basin show the same structure; hence scenario described is typical and may be considered as self-development of relief. Glacial and fluvio-glacial relief of watersheds, abundant with closed depressions, was being smoothed in the end of the Moscow and in the beginning of the Valdai epochs (Mikulin optimum – interval of relief stabilisation) due to accumulation in the local depressions. As soon as the first half of the Valdai epoch they turned from the catches for deposits into transit elements along their path to lower layers of relief; the integral system of slope wash from watersheds to valley network was formed.