

Статья принята в печать и будет опубликована в журнале:
«Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле»



Последняя ледниковая эпоха на севере Русской равнины: проблемы корреляции

Астахов Валерий Иванович

DOI: <https://doi.org/10.21638/spbu07.2025.101>

Дата получения рукописи: 11.02.2024

Дата принятия рукописи в печать: 27.12.2024

Для цитирования: Астахов В. И. (2025). Последняя ледниковая эпоха на севере Русской равнины: проблемы корреляции. *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*, 70 (1).

<https://doi.org/10.21638/spbu07.2025.101>

Это неотредактированный файл принятой к публикации рукописи. До публикации в окончательном виде она будет подвергнута редактированию и верстке. Обратите внимание, что во время производственного процесса могут быть выявлены ошибки, влияющие на содержание. К данной рукописи применяются все правовые оговорки, относящиеся к журналу.

УДК [551.793+551.89] (1-924.81/.82)

Последняя ледниковая эпоха на севере Русской равнины: проблемы корреляции¹

Астахов Валерий Иванович

Санкт-Петербургский государственный университет, Россия, Санкт-Петербург,
Университетская наб. 7/9, 199034,

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.

Карпинского, Санкт-Петербург, Средний пр., 74, 199106

Институт географии РАН, Москва, Старомонетный переулок, 29, 109017

ORCID 0000-0002-3823-6073

Астахов В.А.: val-asta@yandex.ru

Контактное лицо:

Астахов Валерий Иванович

val-asta@yandex.ru,

тел. +79111174028

Аннотация

В этом обзоре рассматривается актуальная проблема сопоставления по возрасту и природным обстановкам главных событий последнего ледникового цикла на Русской равнине к северу от 56° с. ш. Приведены главные данные, позволяющие разделить образования поздневалдайского оледенения на северо-западе Русской равнины и ранневалдайского оледенения в Тимано-Печорском регионе. Особо подчеркнут кратковременный, фазовый характер задержки края отступавшего последнего Скандинавского ледника, выявленный массовыми хронометрическими определениями на крайнем западе Русской равнины. В Заполярье ранневалдайское оледенение оставило два пояса стадияльных образований, возраст которых установлен по совокупности оптико-люминесцентных дат, подтвержденных космогенно-бериллиевым датированием горных морен Полярного Урала. Сравнение таежных ландшафтов, предполагаемых для

¹ Работа выполнена по темплану Санкт-Петербургского университета при финансовой поддержке РФФ, проект 22-17-00259.

средневалдайского «мегаинтерстадиала» Центральной России, с лучше изученными перигляциальными обстановками равнин Центральной и Западной Европы, показывает их слабую совместимость. Это объясняется редкими и часто чересчур молодыми радиоуглеродными датами, использованными в 1970-80-х годах для корреляции спорово-пыльцевых диаграмм. Последующие международные исследования плейстоцена Русского Севера дали сотни более надежных дат, полученных как усовершенствованными технологиями радиоуглеродного анализа, так и новейшими методами люминесцентного, уран-ториевого и космогенно-изотопного анализов. Приводятся главные результаты нового датирования основных разрезов средне- и верхневалдайских отложений Севера, а также их палеоклиматические характеристики, сопоставимые с безлесными перигляциальными обстановками плейстоцена Центральной и Западной Европы. Палеогеографическая несовместимость лесных ландшафтов валдайского «мегаинтерстадиала» с результатами исследования позднего плейстоцена как Западной Европы, так и Русского Севера приводит к выводу о необходимости передатирования повторного датирования средневалдайских разрезов Центральной России современными инструментальными методами.

Ключевые слова: палеогеография, северная Россия, север Русской равнины, поздний неоплейстоцен, средний валдай, мегаинтерстадиал, корреляция.

1. Введение

В последние 30 лет достигнут значительный прогресс в понимании палеогеографии и хронологии последнего ледникового Русской равнины. Однако, результаты очень неравномерно распределены по возрасту, генезису и районам распространения верхнеплейстоценовых образований. Наиболее сложен вопрос пространственной и хронологической корреляции опорных разрезов, без решения которого не удастся составить логичную картину изменений природы в последние 100000 лет в области влияния последнего покровного оледенения, т.е. севернее 56° с. ш. Нижеприведенный краткий обзор нацелен на выявление сильных и слабых корреляционных результатов, полученных исследователями плейстоцена Центра, Северо-Запада и Северо-Востока Европейской России. Обсуждаются также способы улучшения интерпретаций. Акцент делается на современные датировки образований с выраженной палеоклиматической характеристикой, которая может служить

корреляционным сигналом при сравнении с современными обстановками в южной, средней и северной тайге, лесотундре и тундре.

2. Корреляция ледниковых образований

Максимальные затруднения всегда вызывала корреляция ледниковых образований, которые плохо поддаются датированию большинством инструментальных методов. Тем не менее, теперь в настоящее время вполне можно представить общую ситуацию в виде картосхемы, составленной по данным новейших геолого-съемочных и научно-исследовательских работ (Рис. 1). В частности, снят вопрос о возрасте и пределах последнего Скандинавского оледенения на северо-западе Русской равнины, активно дискутировавшийся в 1970-80-е годы. Разнообразные исследования вполне надежно продемонстрировали правильность классической схемы максимального продвижения последнего покровного ледника, достигавшего в поздневалдайское время линии Вильнюс – Смоленск – Осташков – оз. Кубенское (Палеогеография..., 1982) при отсутствии на северо-западе Русской равнины морен раннего валдая.

Принимавшиеся за них диамиктовые плащи поверх микулинских межледниковых осадков оказались склоновыми отложениями, не связанными с каким-либо ледниковым осадочным комплексом (Шик, 2014). Не менее убедительно и явное отсутствие морен между палеоботанически изученными микулинскими и датированными средневалдайскими отложениями во всех скважинах и обнажениях Санкт-Петербурга и окрестностей (Ауслендер, Плешивцева, 2011).

Хронология деградации поздневалдайского ледника теперь уточнена с помощью обильных многочисленных геохронометрических данных, полученных большей частью в Прибалтике, т.е. на крайнем западе Русской равнины. Сотни радиоуглеродных, люминесцентных и бериллиевых дат, закономерно распределенных по меридиональному профилю, отразили практически непрерывную дегляциацию (Lasberg, Kalm, 2013). Традиционно ее хронология дегляциации опиралась на серии ярко выраженных в рельефе параллельных моренных цепей (вепсовская, крестецкая, лужская и др.), которым придавалось значение стадий, разделенных интерстадиальными отложениями (Геоморфология..., 1969). Однако, предполагавшиеся интерстадиальные потепления так и не получили седиментологического и хронометрического подтверждения.

Более того, представительная статистика радиоуглеродных, люминесцентных и бериллиевых дат показала кратковременность задержек края отступавшего поздневалдайского ледника, имевших в лучшем случае фазиальный фазовый ранг. Это

значит, что ледник, отступивший за 7000 лет на 700 км от своего максимального положения до гряд Сальпаусселькя, просто не имел достаточно времени для крупных отступаний и возвратных подвижек своего края (Астахов и др., 2016). Практически непрерывная дегляциация отражена и в астрономических возрастах моренных поясов, установленных инструментальными методами и варвохронологией (Табл. 1). Неточности в корреляции этапов позднего валдая не превышают 1 тыс. лет.

Однако, благодаря международным усилиям, следов самого молодого оледенения не удалось обнаружить на равнинах Европейского Севера к востоку от п-ва Канин. Вместо них за Полярным кругом установлено крупное ранневалдайское оледенение, после которого уже 50 тыс. лет назад господствовала безледная обстановка (Mangerud et al., 1999; Larsen et al., 2006; Svendsen et al., 2004; Астахов, Свенсен, 2011; Astakhov, 2014).

Датирование раннего ледниковья недоступно радиоуглеродному методу, но многочисленные датировки опико-люминесцентным методом (OSL) дают надежную статистику для приблизительной оценки прекрасно выраженных в рельефе грядовых ансамблей Печорского бассейна, отразивших две крупные стадии наступания арктических ледников на окраину Русской равнины. О возрасте максимальной харбейской стадии в 80-90 тыс. л. н. можно судить по десяткам OSL дат из осадков подпруженного ледником озера Коми, а возраст второй, мархидской стадии, определен в 50-60 тыс. л. н. по сериям OSL дат из под- и надморенных отложений (Svendsen et al., 2004; Астахов и др., 2007). Возраст харбейского максимума недавно подтвержден семью OSL датами со средним значением 87 тыс. л. н. из зандра, опирающегося на конечную морену у Полярного круга (Astakhov, Semionova, 2022). Стадии заполярного оледенения подтверждены и описанием интерстадиальных морских отложений (Svendsen et al., 2004; Larsen et al., 2006).

Предельный возраст верхней морены Заполярья ограничен многочисленными ^{14}C и OSL датами до 50 тыс. лет назад из послеледниковых отложений в опорных разрезах Т, П, К, М, Б (Рис. 1, 2). Из датированных разрезов ясно, что последние ледниковые события Северо-Востока Русской равнины предшествовали последнему оледенению Северо-Запада и поэтому их нельзя с ними коррелировать, как это предполагалось ранее (Структура..., 1977). Северо-восточные морены не находят аналогов и на равнинах Западной Европы, где нет рельефообразующих ледниковых комплексов древнее поздней вислы (МИС 2). Поэтому образования, синхронные ледниковым событиям Северо-Востока, можно искать только в разрезах неледниковых отложений, относящихся к

ранней-средней висле (МИС 5-3), что и предлагалось в русско-норвежских работах по Печорскому бассейну (Mangerud et al., 1999; Svendsen et al., 2004).

3. Палеогеографические интерпретации неледниковых образований

Как ни странно, максимальные проблемы доставляет корреляция неледниковых образований последнего ледникового цикла, которые теоретически должны легче всего датироваться инструментальными методами. Однако, покров лёссовидов и других субаэральных отложений на севере слишком прерывист и имеет сокращенную мощность (Астахов и др., 2021), а водно-осадочным отложениям верхнего неоплейстоцена Северо-Востока трудно найти прямые аналоги в Центральной России без применения инструментальных методов корреляции. При международных исследованиях Тимано-Печорского региона их не удавалось привязать к подразделениям региональных стратиграфических схем Русской равнины. Поэтому датированные объекты Русского Севера приходилось коррелировать с хорошо изученными элементами западно-европейской хроностратиграфии напрямую, минуя российские региональные схемы (Mangerud et al., 1999; Svendsen et al., 2004; Larsen et al., 2006).

Детальное стратиграфическое расчленение верхнего плейстоцена северных равнин Западной и Центральной Европы привело к реконструкции типичной перигляциальной обстановки, описанной многими исследователями. В самом общем виде палеоклиматические характеристики хронометрических интервалов позднего плейстоцена Западной Европы суммированы в диаграмме Я. Мангеруда (Рис. 3). В ее правой колонке приведены хорошо известные по палеоботаническим данным потепления климата, которые только ранее 117 тыс. л. н. (эем) и позже 12 тыс. л. н. (голоцен) достигали современного температурного уровня зоны широколиственных лесов. Только ранние потепления между 117 и 74 тыс. л. н. приводили к развитию лесов таежного типа (интерстадиалы брёруп и оддераде). Позднее, вплоть до голоцена, фиксируется прогрессирующее ухудшение палеоландшафтной обстановки с колебаниями от лесотундровых условий ранее 24 тыс. л. н. до арктической пустыни позднее, в конце ледникового цикла.

Основные палеоклиматические характеристики установлены по комплексу индикаторов из 720 разрезов в 268 местонахождениях Среднеевропейской равнины (Польша, Германия, Бельгия, Нидерланды) и Англии. Количественные оценки палеотемператур ~~делались~~ выполнены по палеомерзлотным структурам, жукам и ботаническим индикаторам (Hujzer & Vandenberghe, 1998; Bos et al., 2001).

Ниже приведены обобщенные характеристики этапов безлесного пленигляциала Северо-Западной и Центральной Европы, из которого лишь первый и последний легко палеоклиматически сопоставляются с этапами в Центральной России:

- 74–59 тыс. л. н. – сплошная мерзлота в Польше, Германии, Бельгии и Англии;
- 50–41 тыс. л. н. – прерывистая мерзлота в Центральной Германии, отдельные пики потепления, среднеиюльская $t^{\circ} = 7^{\circ}$ в Польше и 10° С на побережье;
- 41–38 тыс. л. н. – прерывистая мерзлота в Бельгии и сплошная в Дании, среднеиюльская $t^{\circ} = 10^{\circ}$ С;
- 36–32 тыс. л. н. – чуть теплее, кустарниковая тундра, прерывистая мерзлота, средняя июльская $t^{\circ} = 10^{\circ}$ С (интерстадиал Денекамп);
- 27–13 тыс. л. н. – сплошная мерзлота до края ледника, июльская $t^{\circ} = 8^{\circ}$ С.

Таким образом, по всему равнинному северу Западной и Центральной Европы между 52 и 56° с. ш. для второй половины позднего плейстоцена установлены открытые ландшафты со степными элементами на прерывистой вечной мерзлоте с лесными островками при среднеиюльских температурах не выше 10° С. Эти древние перигляциальные обстановки не имеют ничего общего с современными широколиственными лесами Среднеевропейской равнины, но вполне соответствуют понятию открытой гиперзоны с редуцированными лесными элементами по А.А. Величко (1973).

Наиболее наглядный и географически близкий нам пример средневалдайских реконструкций представляет Польша – классическая страна перигляциальных исследований. Сводка данных южнее границы последнего (вислинского) оледенения эпохи МИС 2 включает не только спорово-пыльцевые данные, но также макроостатки флоры и фауны, эоловую деятельность и наиболее надежные палеоклиматические индикаторы в виде множества разнообразных криогенных явлений (Рис. 4). Остатки растений и следы прежней мерзлоты ясно указывают, что ни в один из интерстадиалов средней вислы среднеиюльские температуры здесь не поднимались выше 10° С (Dzieduszyńska et al., 2020). Эти обстановки резко контрастируют с современной растительностью Центральной Польши с преобладанием широколиственных лесов.

Поскольку послеледниковые толщи Русской Арктики палеоклиматически хорошо согласуются не со средневалдайскими этапами центральных районов Русской равнины, а с подразделениями пленигляциала равнин северо-западной Европы, это можно считать палеогеографическим парадоксом. Он обусловлен широким распространением в схемах Русской равнины модели так называемого «мегаинтерстадиала» с умеренным климатом

немногим хуже межледникового. Эта модель была сконструирована на основе палинологических диаграмм и редких радиоуглеродных дат в нескольких разрезах Северо-Запада и Центра Русской равнины между 56 и 60° с. ш. (Арсланов и др., 1981; Спиридонова, 1983). Этими авторами для среднего валдая предложены 4 крупных потепления с лесной растительностью типа современной тайги Западной Сибири:

- раннее потепление с влажным бореальным климатом 46–40 (48–43 кал.) ¹⁴C тыс. л. н. по обильной (60-80%) древесной пыльце в палинологических диаграммах;
- для следующего уровня в 33-34 (37.5-39 кал.) ¹⁴C тыс. л. н. описаны даже 10% пыльцы широколиственных деревьев;
- еще два эпизода с обстановкой современной южной тайги предложены для интервала 31–25 (35.5– 29 кал.) ¹⁴C тыс. л. н.

Предполагаемые потепления разделяются краткими (1-2 тыс. лет) эпизодами похолодания. В целом выведенную из спорово-пыльцевых спектров палеообстановку Северо-Запада и Центра Русской равнины никак нельзя назвать перигляциальной. Все эти этапы достаточно умеренного климата не находят аналогов ни в безлесных обстановках пленигляциала Западной Европы, ни в детально датированных разрезах севера России. К сожалению, их хронология основана на разрозненных ¹⁴C датах, полученных из крупнообъемных проб растительного детрита и торфа.

Модель валдайского «мегаинтерстадиала» была также распространена и на северо-восток Русской равнины, где в качестве главных корреляционных сигналов предлагались конечные ¹⁴C даты (от 38 до 50 тыс. лет), близкие к естественному пределу радиоуглеродного метода (Лавров и др., 1986). Именно такие даты привели авторов к четырем потеплениям климата с березово-еловыми лесами на месте современной тундры низовьев Печоры в среднем валдае. Эти лесные обстановки, не синхронные с отрезками мегаинтерстадиала Центральной России, предположительно были прерваны коротким безлесным перигляциалом только в интервале 43-45 тыс. ¹⁴C лет (Табл. 2).

При их оценке следует иметь в виду, что ряд дат, приведенных для каждого из 4 потеплений, не являются сериями из стратотипических разрезов. Реально это кластеры разрозненных дат, расположенных в таблице по их номинальному значению. Их корреляционную ценность стоило бы обсуждать только в случае уверенности в их абсолютной надежности. Однако, как раз такая уверенность отсутствует, поскольку эти даты получены в 1960-70-е годы путем традиционного анализа крупных проб растительного детрита и торфа, которые часто дают заниженные значения астрономического возраста. Повторное датирование тех же разрезов методом AMS,

позволяющим анализировать отдельные травинки, как правило, давали запредельные значения (Mangerud et al., 2002; Svendsen et al., 2004; Астахов и др., 2007).

Именно вера интерпретаторов в истинность древних радиоуглеродных дат привела к палеогеографическому парадоксу среднего валдая на Русской равнине. Его предельный случай ярко проявлен в предложении новой природной закономерности: улучшение палеоклиматических условий эпохи МИС 3 в направлении с юго-запада на северо-восток – от перигляциальных кустарничковых тундр Западной Европы до лесов Нижней Печоры и каргинского межледниковья в Сибири (Арсланов, 1987).

Таким образом, палеогеографическая альтернатива в интерпретации обстановок среднего валдая Русской равнины представляет выбор между моделью типичного жесткого перигляциала, разработанной в Западной Европе, и отечественной концепцией «мегаинтерстадиала» с мягким климатом несколько прохладнее современного. Первая модель предполагает возвратно-поступательную смену в течение последнего ледникового цикла современной природной зональности безлесными перигляциальными ландшафтами типа гиперзоны А.А. Величко (1973) с краткими возвратами слабого потепления. Модель «мегаинтерстадиала» подразумевает ликвидацию современной природной зональности только в предшествующий ему и в заключительный ледниковые интервалы.

4. Результаты датирования плейстоцена Северо-Востока Европейской России

Контраст европейских мерзлых тундро-степных ландшафтов эпохи МИС 3 с лесными обстановками валдайского «мегаинтерстадиала» Центральной России слишком велик чтобы принимать на веру близкие к пределу редкие ^{14}C даты, полученные по устаревшим технологиям 1960-70-х годов. Поскольку важно понимать насколько надежны корреляции проблемных разрезов, следует их сопоставить с последними результатами исследований плейстоцена на Северо-Востоке Русской равнины. Помимо палеоклиматических выводов, сделанных на основе седиментологических, геоморфологических и палеонтологических данных, решающее корреляционное значение имеют хронометрические результаты, полученные в 1990-2010-е годы путем массивного применения OSL и ^{14}C , реже U/Th и ^{10}Be методов датирования при исследованиях по русско-норвежским проектам. Хронологическая сумма сотен дат в соотношении с седиментационными источниками для бассейна Печоры иллюстрирована диаграммой Рис. 6.

Еще обширнее современная база инструментальных измерений возраста плейстоценовых образований, включающая результаты по соседним районам с похожей ледниковой историей – 630 люминесцентных и 350 радиоуглеродных дат получено только русско-норвежскими проектами в Тимано-Печорском регионе, на Полярном Урале и в арктической зоне Западной Сибири западно-сибирской Арктике (Астахов и др., 2007; Svendsen et al., 2004; Astakhov, 2006, 2014). Из этой совокупности особый интерес представляет выборка по Полярному Уралу, содержащая множество значений, подтверждающих ранневалдайский возраст главного ледникового комплекса прилегающих равнин. Надежность древнего возраста последнего покровного оледенения, установленного люминесцентным и радиоуглеродным датированием, поддержана и независимыми уран-ториевым и космогенно-изотопным методами (Рис. 7).

Особенно показательное датирование крупных ледниковых валунов по содержанию космогенного изотопа ^{10}Be на западном склоне Полярного Урала, где поздневалдайские значения бериллиевого возраста в интервале 28–14 тыс. лет назад (среднее 21 тыс. лет назад) получены только не далее 1 км от современного ледника Чернова, 500 м абс. высоты, а ниже по склону валуны подвергались космическому облучению лишь не позднее 50-60 тыс. лет назад (Mangerud et al., 2008).

И самое прямое отношение к рассматриваемой проблеме имеет исследование отложений, сформировавшихся после деградации наступавших из Арктики покровных ледников. В целом хронометрическая база по послеледниковому плейстоцену бассейна Печоры состоит из 90 OSL и 50 радиоуглеродных (в том числе 18 AMS) дат (Астахов, Свенсен, 2011). Наиболее яркие и обильно датированные разрезы, указывающие на обстановку и возраст этапов послеледникового плейстоцена Печорского бассейна показаны на профиле Рис. 2.

Важным стратиграфическим репером считается аллювий II террасы притоков р. Печоры, который содержит большинство остатков мамонтовой фауны. Характерный для верхов II речной террасы разрез с псевдоморфозами по вытаявшим ледяным жилам представлен в карьере Ярей-Шор на р. Колве ($66^{\circ}48'$ с. ш., $56^{\circ}55'$ в. д., К на Рис. 1). Здесь получены OSL даты $29,5 \pm 1$, $25,3 \pm 1,5$, $15,9 \pm 1,1$, $15,5 \pm 1,3$ тыс. лет (Астахов, Свенсен, 2011), дополняющие ^{14}C дату $27,15 \pm 0,3$ тыс. лет по кости мамонта (ЛУ-3971) (Mangerud et al., 1999).

Другие разрезы циклового аллювия II террасы, содержащего палеомерзлотные структуры, дали ^{14}C даты в интервале 37–24 тыс. лет, в основном по костям

млекопитающих. Изучавшийся палинологическим методом аллювий рр. Колвы, Лаи, Печоры выше устья Усы и др. по данным разных исследователей показал преобладание пыльцы травянистых растений, кустарничков и ксерофитных трав. В бассейне р. Печоры этот аллювий отлагался между 50-16 тыс. лет назад в условиях безлесных тундровых и тундро-степных ландшафтов и климата холоднее современного (Никольская, 2006). Фуркация русел, невысокие паводки и меньшая мощность аллювия по сравнению с последующими аллювиальными циклами говорят о сниженном расходе рек.

Лучше всего изучены детально раскопанные разрезы палеолитических стоянок Бызовая (Б на Рис. 2) и Мамонтовая Курья (М на Рис. 2). На Бызовой вскрытая бульдозером серия солифлюкционных и эоловых отложений выстилает древний лог на правом борту долины Печоры на уровне II террасы, 65° с. ш. Палеолитические охотники обитали в явно перигляциальном климате, а их орудия вместе мамонтовыми костями оказались погребены в грубом, сползающем к реке солифлюкционном диамиктоне. Мерзлотные деформации в виде клиньев и натечных структур в этом разрезе реликтовые, поскольку современная островная мерзлота располагается не ближе Полярного круга. Слой с артефактами много раз датировался радиоуглеродным методом, давшим 33 даты со средним значением около 28,5 ^{14}C тыс. лет (Рис. 2, Б), из которых самые точные обработаны статистически и получен средний возраст $32\,680 \pm 500$ ^{14}C калиброванных лет для стоянки в холодном, но достаточно влажном климате с обильной мамонтовой фауной. С ним вполне согласуется серия из 14 OSL возрастов эоловых песков и алевритов, убывающих вверх по разрезу от 33-32 до 15 тыс. лет и отражающих похолодание и иссушение климата поздневалдайского времени (Heggen et al., 2012).

Самая древняя палеолитическая стоянка Мамонтовая Курья изучена в разрезе II террасы р. Усы на Полярном круге. Песчано-галечные русловые фации в ее основании содержат большинство артефактов и остатков древесины с некалиброванными радиоуглеродными датами от 37 до 31 ^{14}C (44–36 кал) тыс. лет. Их достоверность подтверждена OSL датами 50–38 тыс. лет. Кроме того, перекрывающие мелкие пески с криотурбациями, перекрывающие культурный слой, образуют серию последовательных AMS дат по моховым волокнам в интервале 31–24 (35–28 калиброванных) радиоуглеродных лет. Последовательность разреза венчают верхневалдайские покровные пески и субаэральные алевриты с OSL датами от 20 до 14 тыс. лет (Svendsen et al., 2010).

Этот средневалдайский аллювий отложен в интервале 42–28 калиброванных ^{14}C тыс. лет довольно полноводной рекой, протекающей сейчас в северной тайге. Судя по

спорово-пыльцевой диаграмме, он отлагался в безлесном ландшафте с обилием злаков и сухолюбов – полыни и маревых (Рис. 8).

Для полного представления о природе средневалдайского интервала на Северо-Востоке необходимо также учесть результаты бурения дна таежного Ямозера на восточном склоне Тимана, 65° с. ш. (Я на Рис. 1). Здесь в керне скважины глубиной 22 м спорово-пыльцевым методом проанализировано 160 проб. При этом лесные спектры обнаружены только в межледниковых низах и голоценовых верхах разреза. Залегающие между ними озерные илы и глины мощностью 14 м с OSL датами от 58 до 32 тыс. лет показали смену растительных ассоциаций от кустарничковой тундры до холодной степи с незначительной примесью хвойных деревьев (Henriksen et al., 2008).

Традиционное радиоуглеродное датирование разрезов обычно предлагает конечные даты для отложений с лесными спорово-пыльцевыми спектрами (Рис. 5), что нередко ведет к совершенно невозможным корреляциям. Так, ключевой разрез мощного межморенного торфяника южнее Воркуты, в разрезе Лодмашелье на р Сейде, был отнесен к среднему валдаю ввиду даты $^{14}\text{C}=43,8$ тыс. лет (ЛУ-1766). (Арсланов и др., 1987). Однако Th/U пробы этого межледникового торфа и средний OSL возраст по 10 пробам из вмещающих песков показали около 200 тыс. лет (Astakhov, Semionova, 2021). Поэтому в русско-норвежских исследованиях конвенциональные ^{14}C даты ~40 тыс. лет считались запредельными, что подтверждалось другими методами (Mangerud et al., 2002; Астахов и др., 2007).

Хороший урок дает также история использования радиоуглеродного метода в археологии, где в большинстве случаев имеется солидная статистическая база, а не единичные даты, как в геологических стратотипах Центральной России. Так, в лучшем всего изученной Костенки-Борщёвской группе палеолитических стоянок с возрастом до 45 тыс. лет (18 на Рис. 10) разброс хронометрических значений в каждом культурном слое достигает 5 тыс. лет (Синицын, 2014). Еще более статистически мощная база данных палеолитических стоянок Западной Европы, собранная за 50 лет использования радиоуглеродного метода, показала, что 70% дат древнее 30 тыс. лет не соответствуют реальному, т.е. археологическому возрасту стоянок (Higham, 2011).

Таким образом, главная база теплого «мегаинтерстадиала» не имеет серьезного геохронологического обоснования, а лесные спорово-пыльцевые спектры могут иметь любой возраст за пределами радиоуглеродного интервала.

5. Палеогеографическая локализация валдайских лесных обстановок

Отмеченный выше палеогеографический парадокс теплого среднего валдая наглядно иллюстрируется взаимным расположением наиболее важных разрезов относительно границ последнего оледенения (Рис. 9), взятых из европейской базы хронометрических данных (Hughes et al., 2016). Как видно на картосхеме, хорошо изученные и наиболее надежно датированные разрезы, указывающие на перигляциальную (в основном безлесную с мерзлотными явлениями) обстановку в среднем валдае, расположены вдоль границы последнего (вислинского, валдайского) оледенения независимо от современной широтной зональности. Они описаны как в современной зоне широколиственных лесов Центральной и Западной Европы (зеленые пункты), так и в тундре и северной тайге Печорского бассейна (синие пункты). А разрезы с лесными спорово-пыльцевыми спектрами (красные пункты) образуют два несвязанных кластера: а) южнотаежной зоне Центральной России и в б) тундрах и лесотундрах северо-востока Русской равнины. Они объединены лишь сходными наборами подозрительно «древних» радиоуглеродных дат, полученных в 1960-70-е годы традиционным методом сжигания крупных объемов органики.

Концепция «мегаинтерстадиала» с умеренным климатом не согласуется не только с географией западноевропейского плейстоцена, но и с многообразными свидетельствами давно известной перигляциальной обстановки в брянском интерстадиале (33-24 тыс. л. н.). По комплексу палеоботанических, палеопедологических и палеофаунистических данных в то время в центре Русской равнины вместо сплошных лесов господствовала тундро-степь с криогенными почвами и отдельными островками лесов (Markova et al., 2002). В отличие от среднего валдая по Арсланову и др. (1981), этот российский интервал вполне согласуется со слабым европейским потеплением интерстадиала Denesamp.

Характерно широкое распространение по всей равнине степных видов за счет лесных. Особо отмечается, что брянские сообщества млекопитающих с богатым степным элементом, типичным для ледниковых фаун, существенно отличны от ярко выраженных лесных сообществ межледникового типа (Markova et al., 2010).

Кроме того, очень показательны следы многолетней мерзлоты, присутствующие в большинстве разрезов водно-осадочных отложений, в том числе значительно южнее Полярного круга – например, в долинах рр. Сев. Двины и Вычегды, где реконструированы редкостойные хвойно-мелколиственные леса в сочетании с тундростепью (Девятова, 1982; Зарецкая и др., 2019).

Не следует забывать и о более надежных (по сравнению с палинологией) карпологических индикаторах палеофлор, которые показывают лесотундровую обстановку среднего валдая даже на Днепре (Величкевич, 1982).

В целом средневалдайская перигляциальная обстановка принципиально сходна и с ландшафтами позднего валдая Центральной России, реконструированными в работах В.П. Гричука и А. А. Величко (Рис. 10). Главные отличия ледниковых обстановок от интерстадиальных заключаются в смещении границы вечной мерзлоты к югу от 50° с. ш. и замещении в Заполярье брянских тундро-степей моховыми тундрами и арктическими пустынями ледникового максимума (Velichko, Zelikson, 2005). Эти отличия трудно признать кардинальной перестройкой природной зональности.

Наконец, умеренно прохладному среднему валдаю на 60° с. ш. в песках и алевролитах скв. Гражданский проспект (Арсланов и др., 1981) полностью противоречит керн Галичского палеозера на 58° с. ш. (Г на Рис. 9), взятый из более надежного пыльцевого архива – озерных глин мощностью 60 м. Здесь непрерывный разрез в интервале 55-23 тыс. л. н. вместо густых лесов показал преобладание тундровых и степных трав (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*), плюс тундровые кустарники типа *Alnaster* и карликовая березка с примесью древесных пород (Величко и др., 2001). Для самого теплого интервала 52-38 тыс. л. н. этими авторами реконструирована перигляциальная лесостепь с июльской температурой как на юге Ямала в настоящее время, а с годовой температурой – ниже современной на 5-6° С. Это совсем не похоже на господство пыльцы древесных пород (60-80%), описанное в 2° севернее в стратотипе ленинградского горизонта скважины Гражданский проспект. Этот стратотип висит всего на двух ¹⁴С датах: 40 и 39 тыс. лет (Арсланов и др., 1981). А такие даты, как показано выше, обычно получаются из гораздо более древних отложений.

6. Заключение

1). Реалистическая оценка корреляционной ценности геологического материала требует учёта а) палеоклиматического содержания датированных разрезов, б) их географического положения и в) качества инструментальных измерений численного возраста. Учет всех этих обстоятельств позволяет заключить, что палеогеографически парадоксальная интерпретация датированных разрезов обусловлена скорее всего использованием сомнительных «древних» дат, полученных устаревшими технологиями радиоуглеродного метода. Лесные спорово-пыльцевые спектры не увязываются с лучше датированными разрезами соседних территорий того же хронологического диапазона. Наиболее логичное объяснение заключается в том, что проблемные палинологические

диаграммы главных разрезов средневалдайского «мегаинтерстадиала» получены из интервалов плейстоцена, недоступных радиоуглеродному датированию. Это могут быть как ранневалдайские интерстадиалы типа брёруп-оддераде или верхневолжского, так и фрагменты межледниковых толщ, т.е. они вряд ли моложе МИС 5.

2). Решение о корреляционной валидности тех или иных дат может быть принято только на основе статистического анализа множества дат и сопоставления их с результатами независимых хронометрических методов. Однако, в стратотипических разрезах лесного среднего валдая Центральной России радиоуглеродные даты а) единичны, б) получены сжиганием больших объемов смешанной органики, в) их значения находятся в ненадежном интервале 30–50 тыс. лет. Поэтому хронологические решения лучше всего принимать по примеру Русского Севера, где в качестве корреляционного сигнала применялись лишь серии дат с подтверждением альтернативным методом. Любая дата древнее 30 тыс. лет индивидуально не использовалась, поскольку ее хронологическая ценность недоказуема.

3). Исходя из высокой вероятности чересчур молодых возрастов, полученных конвенциональным ^{14}C методом для валдайских интерстадиалов древнее брянского уровня, разумнее всего воздержаться от их корреляции со средневислинскими разрезами Западной Европы. Требуется передатирование разрезов Центральной России с получением минимум трех значений AMS ^{14}C возраста для каждой проблемной пачки с параллельной заверкой результатов люминесцентным датированием. До поступления таких результатов нельзя доверять традиционным корреляциям лесных спорово-пыльцевых спектров с МИС 3.

Литература

- Арсланов, Х.А. (1987). *Радиоуглерод: геохимия и геохронология*. Изд. ЛГУ.
- Арсланов, Х.А., Бреслав, С.Л., Заррина, Е.П., Знаменская, О.М., Краснов, И.И., Малаховский, Д.Б., Спиридонова, Е.А. (1981). Климатостратиграфия и хронология среднего валдая Северо-Запада и Центра Русской равнины. В: *Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины*. М.: Наука, 12–27.
- Арсланов, Х.А., Лавров, А.С., Потапенко, Л.М., Тертычная, Т.В., Чернов, С.Б. (1987). Новые данные по геохронологии и палеогеографии позднего плейстоцена и раннего голоцена на севере Печорской низменности. В: *Новые данные по геохронологии четвертичного периода*. М.: Наука, 101–111.
- Астахов, В.И., Свенсен, Й.И. (2011). Покровная формация финального

плейстоцена на крайнем северо-востоке Европейской России. *Региональная геология и металлогения*, 47, 12–27.

Астахов, В. И., Пестова, Л. Е., Шкатова, В. К. (2021) Лёссоиды Российской Федерации: распространение и возраст. *Региональная геология и металлогения*, 87, 42–60. [https:// DOI: 10.52349/0869-7892_2021_87_42-60](https://doi.org/10.52349/0869-7892_2021_87_42-60)

Астахов, В.И., Мангеруд, Я., Свенсен, Й.-И. (2007). Трансуральская корреляция верхнего плейстоцена Севера. *Региональная геология и металлогения*, 30–31, 190–206.

Астахов, В.И., Шкатова, В.К., Застрожнов, А.С. и Чуйко, М.А. (2016). Плейстоценовые ледниковые покровы России по данным геологического картирования. В: *Пути эволюционной географии: Мат-лы Всероссийской конференции*. М.: Институт географии РАН, 22–26.

Ауслендер, В. Г., Плешивцева, Э. С. (2011). Современные представления о строении квартера суши г. Санкт-Петербург и его окрестностей. *Сб. статей сотрудников ФГУП Петербургская комплексная геологическая экспедиция к 60-летию организации*. СПб, 82–87.

Величкевич Ф. Ю. (1982). *Плейстоценовые флоры ледниковых областей Восточно-Европейской равнины*. Минск: Наука и техника, 239 с.

Величко, А.А. (1973). *Природный процесс в плейстоцене*. М.: Наука, 256 с.

Величко, А.А., Кременецкий, К.В., Негенданк, Й., Минграм, Й., Борисова, О.К., Грибченко, Ю.Н., Зеликсон, Э.М., Климанов, В.А., Новенко, Е.Ю., Пирумова, Л.Г., Писарева, В.В., Разумовский, Л.В., Тимирева, С.Н. (2001). Позднечетвертичная палеогеография северо-востока Европы (по данным комплексного изучения осадков Галичского озера). *Известия РАН, география*, 3, 42–54.

Геоморфология и четвертичные отложения северо-запада Европейской части СССР (1969). Л.: Наука, 256 с.

Девятова Э.И. (1982). *Природная среда позднего плейстоцена и ее влияние на развитие человека в Северодвинском бассейне и в Карелии*. Петрозаводск: Карелия, 156 с.

Евзеров, В.Я., Николаева, С.Б. (2000). Пояса краевых ледниковых образований Кольского региона. *Геоморфология*, 1, 61–73.

Зарецкая, Н.Е., Корсакова, О.П., Панин, А.В. (2019). МИС 3 на Северо-Востоке Европы: геохронология и событийность. *Геология и геофизика*, т. 60, № 8, с. 1153–1170.

Лавров, А.С., Никифорова, Л.Д., Потапенко, Л.М. (1986). Динамика плейстоценовых ледниковых покровов, растительность и климат на Северо-Востоке

Европейской части СССР. В: *Новые материалы по палеогеографии и стратиграфии плейстоцена*. Уфа: БашФАН СССР, 69–78.

Никольская, О. А. (2006). *Позднеплейстоценовая история гидрографической сети северной части Печорского бассейна*. Диссертация кандидата геолого-минералогических наук, СПбГУ.

Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет (Атлас-монография) (1982) М.: Наука, 156 с.

Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины (1961). М.: Изд. АН СССР, 250 с.

Синицын, А.А. (2014). Прерывистость и преемственность в палеолите Костенок. *Верхнедонской археологический сборник*. Липецк: ЛГПУ, 6, 66–76.

Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы (1977). М.: Наука, 143 с.

Шик, С.М. (2014). Неоплейстоцен центра Европейской России (современные представления о стратиграфии и палеогеографии). *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 22(2), 108–120. <https://DOI: 10.7868/S0869592X14020082>

Astakhov, V.I. (2006). Evidence of Late Pleistocene ice-dammed lakes in West Siberia. *Boreas*, 35, 607–621. DOI 10.1080/03009480600690845

Astakhov, V. (2014). The postglacial Pleistocene of the northern Russian mainland. *Quaternary Science Reviews*, 92, 388–408. <https://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.03.009>

Astakhov, V., Semionova, L. (2021). The penultimate interglaciation of northern Russia. *Quaternary International*, 605-606, 142–154. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.12.034>

Bos, J. A. A., Bohncke, S. J. P., Kasse, C. and Vandenberghe, J. (2001). Vegetation and climate during the Weichselian Early Glacial and Pleniglacial in the Niederlausitz, eastern Germany – macrofossil and pollen evidence. *Journal of Quaternary Science*, 16 (3), 269–289 <https://DOI: 10.1002/JQS.606>

Böse, M., Lüthgens, C., Lee, J. R., Rose, J. (2012). Quaternary glaciations of northern Europe. *Quaternary International*, 279-280. 44, 1–25. <https://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.04.017>

Dzieduszyńska, D., Petera-Zganiacz, J., Roman, M. (2020). Vistulian periglacial and glacial environments in central Poland: an overview. *Geological Quarterly*, 64(1), 54–73. <https://doi: 10.7306/gq.1510>

Ekman, I. and Iljin, V. (1991). Deglaciation, the Younger Dryas end moraines and their correlation in the Karelian ASSR and the adjacent areas. In: Eastern Fennoscandian End Moraines. Espoo: Geological Survey of Finland, Guide 32, 73–99.

Halvorsen, L.S. (2000). *Palaeovegetation and environment during Weichselian stadials and interstadials at Mamontovaya Kurja and Sokolova in the Pechora basin, northern Russia*. Cand. Scient. thesis. University of Bergen.

Heggen, H. P., Svendsen, J. I., Mangerud, J., Lohne, Ø. S. (2012). A new palaeoenvironmental model for the evolution of the Byzovaya Palaeolithic site, northern Russia. *Boreas*, 41, 527–545. <https://DOI:10.1111/j.1502-3885.2012.00259.x>

Henriksen, M., Mangerud, J., Matiouchkov, A., Murray, A. S., Paus, A., Svendsen, J. I. (2008). Intriguing climatic shifts in a 90 kyr old lake record from northern Russia. *Boreas*, 37, 20–37. <https://DOI 10.1111/j.1502-3885.2007.00007.x>

Higham, T. (2011). European Middle to Upper Palaeolithic radiocarbon dates are often older than they look: problems with previous dates and some remedies. *Antiquity*, 85. P. 235–249. <https://DOI:10.1017/S0003598X00067570>

Hughes, A. L. C., Gyllencreutz, R., Lohne, III. S., Mangerud, J., Svendsen, J. I. (2016). The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*, 45, 1–45. <https://DOI: 10.1111/bor.12142>.

Huijzer, B., Vandenberghe, J. (1998). Climatic reconstruction of the Weichselian Pleniglacial in northwestern and Central Europe. *Journal of Quaternary Science*. 13(5). 391–417.

Larsen, E., Kjaer, K., Demidov, I., Funder, S., Grosfjeld, K., Houmark-Nielsen, M., Jensen, M., Linge, H., Lyså, A. (2006). Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia. *Boreas*, 35(3), 394–424. <https://DOI:10.1080/03009480600781958>

Lasberg, K., Kalm, V. (2013). Chronology of Late Weichselian glaciation in the western part of the East European Plain. *Boreas*, 42, 995–1007. <https://DOI:10.1111/bor.12016>

Lunkka, J.P., Saarnisto, M., Gey, V., Demidov, I., Kiselova, V. (2001). Extent and age of the Last Glacial Maximum in the southeastern sector of the Scandinavian Ice Sheet. *Global and Planetary Change*, 31(1–4), 407–425. [https://DOI: 10.1016/S0921-8181\(01\)00132-1](https://DOI: 10.1016/S0921-8181(01)00132-1)

Mangerud, J., Svendsen, J.I. and Astakhov, V.I. (1999). Age and extent of the Barents and Kara Sea ice sheets in Northern Russia. *Boreas*, 28(1), 46–80.

Mangerud, J., Astakhov, V., Svendsen, J.-I. (2002). The extent of the Barents-Kara Ice Sheet during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3), 111–119. [https://DOI:10.1016/S0277-3791\(01\)00088-9](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00088-9)

Mangerud, J., Gosse, J., Matiouchkov, A., Dolvik, T. (2008). Glaciers in the Polar Urals, Russia, were not much larger during the Last Global Glacial Maximum than today. *Quaternary Science Reviews*, 27, 1047–1057. [https://DOI:10.1016/j.quascirev.2008.01.015](https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.01.015)

Markova, A.K., Simakova, A.N., Puzachenko, A. Yu. (2002). Environments of the Russian Plain during the Middle Valdai Briansk Interstade (33,000–24,000 BP) indicated by the fossil mammals and plants. *Quaternary Research*, 57, 391–400. [https://doi:10.1006/qres.2002.2336](https://doi.org/10.1006/qres.2002.2336)

Markova, A. K., Puzachenko, A. Yu., van Kolfschoten, T. (2010). The North Eurasian mammal assemblages during the end of MIS 3 (Brianskian–Late Karginian–Denekamp interstadial). *Quaternary International*, 212, 149–158. [https://DOI:10.1016/j.quaint.2009.02.010](https://doi.org/10.1016/j.quaint.2009.02.010)

Marks, L. (2012). Timing of the Late Vistulian (Weichselian) glacial phases in Poland. *Quaternary Science Reviews*, 44, 81–88. [https://DOI:10.1016/j.quascirev.2010.08.008](https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.08.008)

Saarnisto, M. and Saarinen, T. (2001). Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the Lake Onega to the Salpausselkä end moraines. *Global and Planetary Change*, 31(1–4), 387–405. [https://DOI:10.1016/S0921-8181\(01\)00131-X](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00131-X)

Satkunas, J., Grigiene, A., Velichkevich, F., Robertsson, A.-M., Sandgren, P. (2003). Upper Pleistocene stratigraphy at the Medininkai site, eastern Lithuania: a continuous record of the Eemian-Weichselian sequence. *Boreas*, 32, 627–641. [https://DOI: 10.1111/j.1502-3885.2003.tb01240.x](https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2003.tb01240.x)

Svendsen, J. I., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Hubberten, H. W., Ingólfsson, Ó., Jakobsson, M., Kjær, K. H., Larsen, E., Lokrantz, H., Lunkka, J. P., Lyså, A., Mangerud, J., Matiouchkov, A., Murray, A., Möller, P., Niessen, F., Nikolskaya, O., Polyak, L., Saarnisto, M., Siegert, C., Siegert, M. J., Spielhagen, R. F., Stein, R. (2004). Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23(11-13), 1229–1271. [https://doi: 10.1016/j.quascirev.2003.12.008](https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.008)

Svendsen, J.I., Heggen, H. P., Hufthammer, A. K., Mangerud, J., Pavlov, P., Roebroeks, W. (2010). Geo-archaeological investigations of Palaeolithic sites along the Ural Mountains: on the northern presence of humans during the last Ice Age. *Quaternary Science Reviews*, 29, 3138–3156. [https:// DOI:10.1016/j.quascirev.2010.06.043](https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.06.043)

Velichko, A.A., Zelikson, E.M. (2005). Landscape, climate and mammoth food resources in the East European Plain during the late Paleolithic epoch. *Quaternary International*, 126–128, 137–151. <https://DOI:10.1016/j.quaint.2004.04.019>

Zaretskaya, N.E., Korsakova, O.P. and Panin, A.V. (2019). Marine Isotopic Stage 3 in Northeastern Europe: geochronology and events. *Russian Geology and Geophysics* 60(8). 911–925. <https://DOI: 10.15372/RGG2019056>.

ПРИНЯТО К ПЕЧАТИ

Рисунки

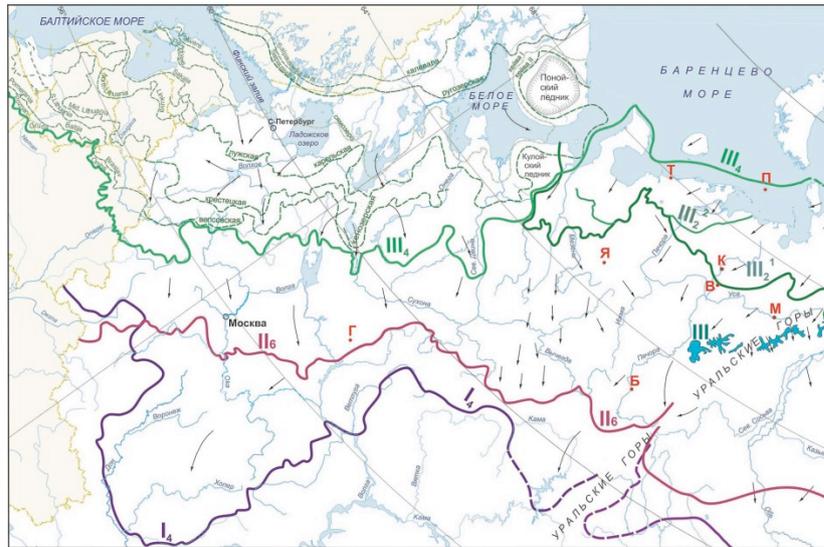


Рис. 1. Границы плейстоценовых оледенений Русской равнины по данным геологического картирования (по Астахов и др., 2016, с упрощениями). Индексы Общей стратиграфической шкалы указывают возраст оледенений, стрелки – направления растекания древних ледников, прерывистые линии – фазисальные задержки края поздневалдайского ледника. Опорные разрезы на Рис. 2 (заглавные красные буквы): Б – Бызовая, М – Мамонтова Курья, К – террасы р. Колвы, Т – Тиманский Берег, П – скважины в Печорском море (по Mangerud et al., 2002), Я – Ямозеро (Henriksen et al., 2008), Г – Галичское озеро (Величко и др., 2001).

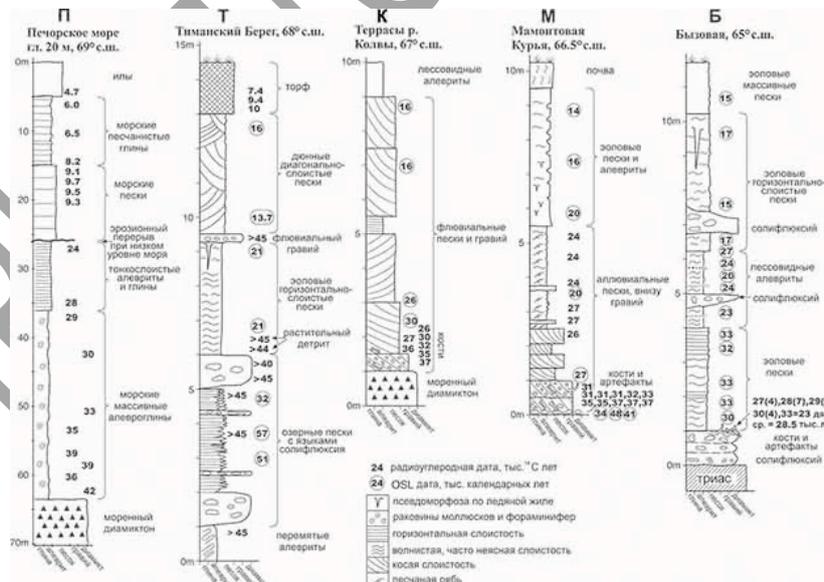


Рис. 2. Субмеридиональный профиль датированных надморенных отложений на северо-востоке Европейской России (по Mangerud et al., 2002 с дополнениями по Астахов, Свенсен, 2011). Расположение разрезов на Рис. 1.



Рис. 3. Хроностратиграфическая схема верхнего плейстоцена Западной Европы с прошлыми обстановками по геоботаническим данным о летних температурах в правой колонке и морской изотопной кривой в левой (по Mangerud, 1989, с упрощением).

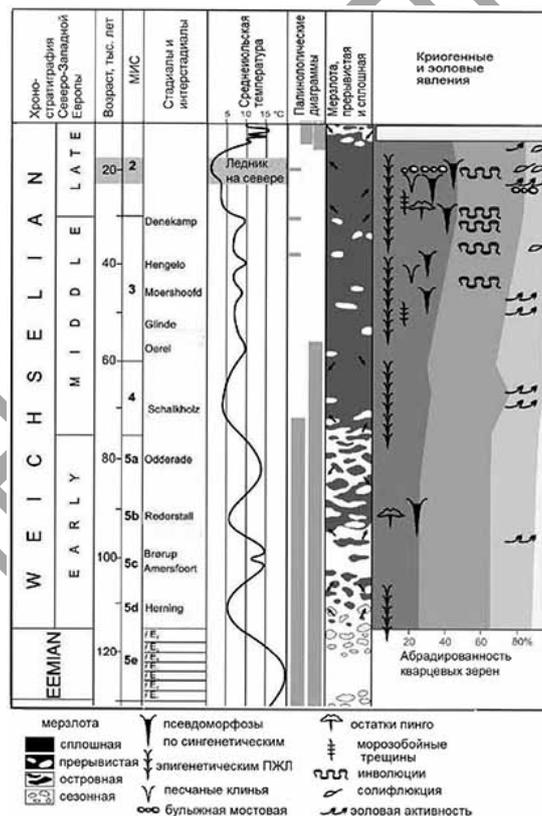


Рис. 4. Сводка данных по палеогеографии позднего плейстоцена в Центральной Польше (по Dzieduszyńska et al., 2020 с упрощениями).

Рис. 5. Сумма хронологических данных по верхнему неоплейстоцену арктического Северо-Востока Европейской России (по Astakhov, 2014). Хронометрическая шкала по

OSL и калиброванным ^{14}C датам (Mangerud et al. 1999, 2002, 2008; Henriksen et al., 2008; Svendsen et al., 2010; Астахов и др., 2007; Астахов, Свенсен, 2011).

Рис. 6. Главные результаты хронометрического датирования плейстоценовых образований Полярного Урала. Против символа метода измерения возраста в скобках указано количество проб и среднее значение в тыс. лет (Астахов и др., 2007; Астахов, Свенсен, 2011; Mangerud et al., 1999, 2002, 2008; Astakhov, 2006; Astakhov, Semionova, 2021).

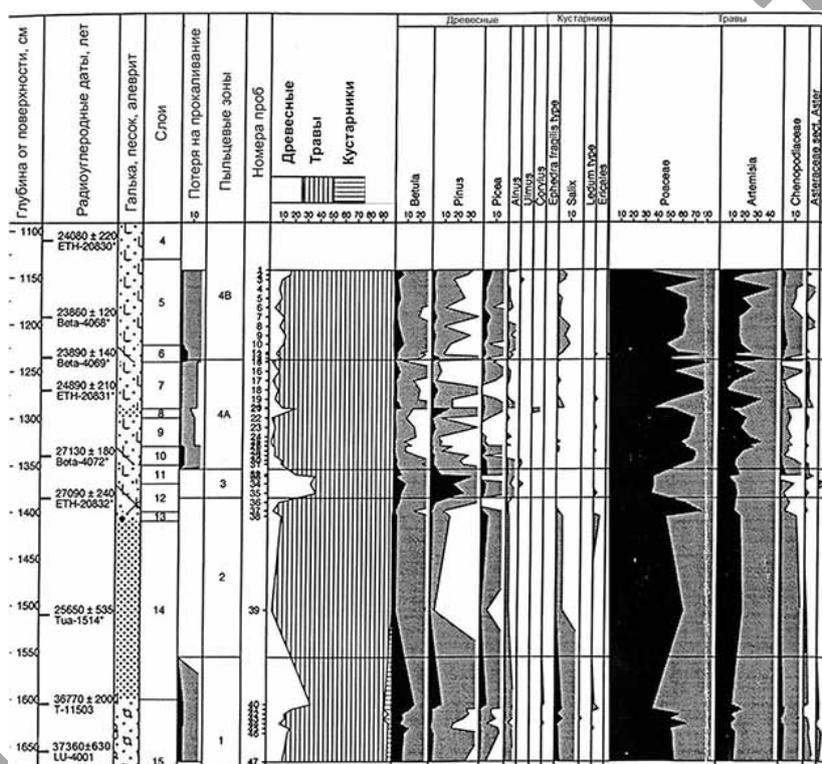


Рис. 7. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Мамонтова Курья в современной северной тайге на р. Усе (М7К на Рис. 1), показывающая безлесный ландшафт в интервале 40–24 тыс. л. н. (Halvorsen, 2000).

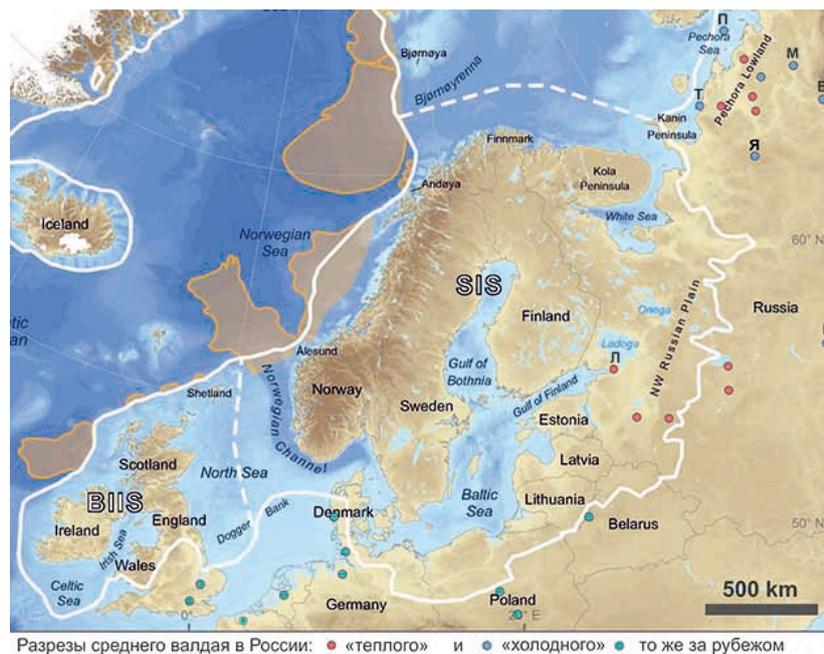


Рис. 8. Расположение разрезов неледниковых отложений верхнего неоплейстоцена с разной палеоклиматической характеристикой относительно границ последнего оледенения по Hughes et al., 2016 (белая линия). BIS – Британско-Ирландский ледниковый покров, SIS – Скандинавский ледниковый покров

-Красные пункты: «теплые» интерстадиалы с остатками таежной растительности в России (по Арсланов и др., 1981 и Лавров, Потапенко, 2005), зеленые – отложения холодного среднего плейстоцена в Германии, Нидерландах, Бельгии, Англии, Польше (Huijzer and Vandenberghe, 1998; Dzieduszyńska et al. 2020) и Литве (Satkunas et al., 2003), синие – холодные безлесные интерстадиалы на севере России (Mangerud et al., 2002; Henriksen et al., 2008; Svendsen et al., 2010; Астахов, Свенсен, 2011) и в Центральной России. Опорные разрезы: Л – Гражданский проспект (Арсланов и др., 1981), Г – оз. Галич (Величко и др., 2001); разрезы с другими индексами см. Рис. 1 и 2.

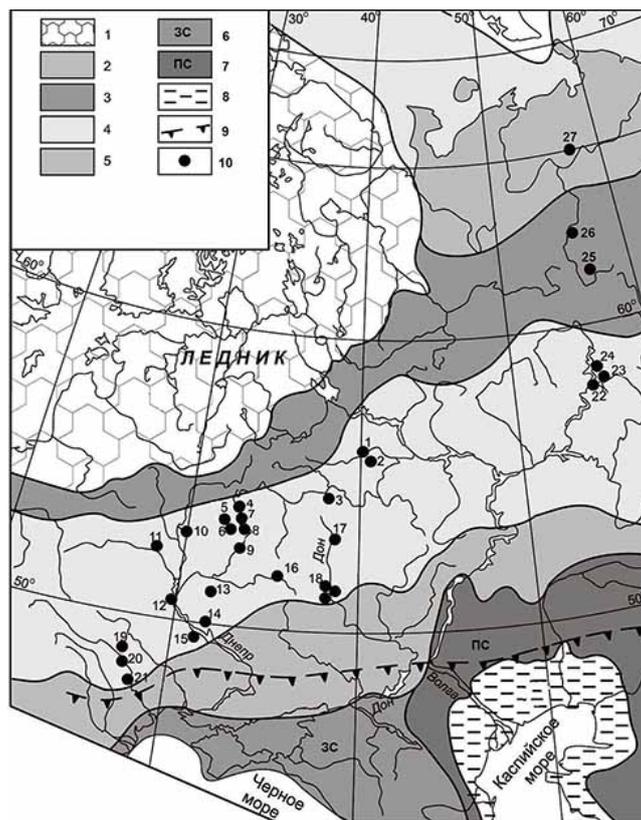


Рис. 9. Позднеплейстоценовые ландшафты Восточно-Европейской равнины и стоянки позднего палеолита (по Velichko, Zelikson, 2005 с сокращениями).

1 – ледниковые покровы, 2 – арктические пустыни и мохово-кустарниковые тундры, 3 – тундро-степные сообщества с участками древесной растительности, 4 – перигляциальная степь с галофитами и редколесьями в долинах рек, 5 – перигляциальная степь, 6 – злаково-разнотравная степь, 7 – полынная степь, 8 – каспийские трансгрессии, 9 – южная граница вечной мерзлоты; 10 – палеолитические стоянки с остатками мамонта: 1 – Сунгирь, 2 – Русаниха, 3 – Зарайск, 4 – Хотылево, 5 – Елисеевичи, 6 – Юдиново, 7 – Тнмоновка, 8 – Пушкари, 9 – Мезин, 10 – Бердыж, 11 – Юровичи, 12 – Кирилловская, 13 – Гонцы, 14 – Добраничевка, 15 – Межирич, 16 – Авдеево, 17 – Гагарино, 18 – Костенки-Борщёво, 19 – Молодова, 20 – Кормань, 21 – Косоуцы, 22 – Заозерье, 23 – Гарчи, 24 – Талицкого, 25 – Медвежья, 26 – Бызовая, 27 – Мамонтова Курья.

Табл. 1. Корреляция фаз отступления последнего скандинавского ледника (по Евзеров, Николаева, 2000; Ekman, Pjin, 1991; Saarnisto, Saarinen, 2001; Larsen et al., 2006; Böse et al., 2012; Marks, 2012; Lasberg, Kalm, 2013; Stroeven et al., 2016).

Тыс. л.н.	Германия	Польша	Литва	Латвия и Эстония	Ленинградская, Новгородская – Тверская обл.	Карелия - Кола, Архангельская, Вологодская обл.	Финляндия
11,3 11,8 12,7						калевала II+III Ругозерская	сальпаусселькя III сальпаусселькя II сальпаусселькя I
13-14				паливере пандивере	невская (?)	сямозерская (кейва I)	
14-15		южно-средняя банка	северо-литовская	линкува, ханья	лужская	карельская (кейва II)	
16		слупская банка	средне-литовская	гульбене	крестецкая	Кенозерская	
17	мекленбург/герсвальдер	гардно	южно-литовская	дагда			
17-18	померания	померания	балтийская	максимум	вепсовская	валдайский максимум	
18-21	франкфурт	познань	груда – неман максимум		едровская – валдайский максимум		
21-24	бранденбург максимум	лешно – висла максимум					

ПРИНЯТО К ПЕЧАТЮ

Табл. 2. Радиоуглеродные даты предполагаемых средневалдайских потеплений (затемнены) на Северо-Востоке Русской равнины (по Лавров и др., 1986 с сокращением).

Возраст тыс. лет	Хроностратиграфия		Растительность	
			Низовье Печоры	Бассейн Мезени и Вычегды
36 -38	тырыбейское потепление	37990±440(ЛУ-609) 38320±1630(ЛУ-518) 38400±640(ЛУ-517А) 38670±870(ЛУ-512А) 39840±570(ЛУ-512В)	елово-березовые редколесья, тундра, сообщества полыней, злаков и осок	сосновые и елово-березовые редколесья, сообщества злаков и разнотравья
	<i>Похолодание</i>		<i>березовые редколесья, тундростепи</i>	
-40 -42	урдюжское потепление	39170±440(ЛУ-588) 40650±790(ЛУ-550) 40680±1180(ЛУ-1113) 42040±1900(ЛУ-1119) 42660±970(ЛУ-519) 42810±1200(ЛУ-533)	березово-еловые редколесья	сосновые и березово-еловые леса
-44	<i>глубокое похолодание</i>	43240±1040(ЛУ-394) 45280±1200(ЛУ-515 В)	<i>перигляциальная тундра и лесотундра</i>	
-46	шапкинское потепление		березово-еловые редколесья	березово-еловые леса
	<i>похолодание</i>	46880±2090(ЛУ-624)	лесотундра	сосново-еловые редколесья
-48	аноргинское потепление	47210±1270(ЛУ-674) 47520±1000(ЛУ-566)	березово-еловые леса	сосново-еловые леса
-50		49930±1420(ЛУ-1051)	<i>лесотундра</i>	

ПРИНЯТ

The last ice age in the northern Russian Plain: correlation problems²

Astakhov Valery

St. Petersburg University, Universitetskaya 7/9, St. Petersburg 199034, Russia

Astakhov: val-asta@yandex.ru

Phone +79111174028

Address: 12-th Line 37, apt. 30 St. Petersburg 199178, Russia

Abstract

This overview attends to the cardinal correlation problem of the main environmental events of the last glacial cycle of the Russian Plain north of 56°N. The data for differentiation between the features of Late Valdai glaciation in the northwestern Russian Plain and of Early Valdai glaciation in the Timan-Pechora region are presented. Short-term standstills of the retreating last Scandinavian glacier inferred from numerous instrumental dates in the west of the Russian Plain are underlined. Two stages of earlier ice advances in the Arctic are identified by multiple optically luminescence measurements and supported by cosmogenic exposure dating of alpine moraines in the Polar Urals. The comparison of forested environments of the Middle Valdai `megainterstadial` published for Central Russia with better studied periglacial landscapes of the Central and Western European flatlands reveals their poor compatibility. A possible reason is the scarce and often too young radiocarbon dates employed in the 1980-s for correlation of pollen diagrams. Subsequent international research of the Russian northern Pleistocene yielded hundreds of more reliable dates obtained by advanced radiocarbon technology and by modern methods of luminescence, uranium series and cosmogenic isotope analyses. The new chronological results in main sections of the northeastern Valdai formations along with their palaeoclimatic signatures are parallel to the well-dated treeless periglacial environments of Central and Western Europe. The palaeogeographic incompatibility of the earlier deduced forested landscapes of the Valdai `megainterstadial` with the last Pleniglacial of Western Europe, as well as with the cold interstadials of the Russian North, calls for redating the Middle Valdai sediments of Central Russia by modern technologies.

Key words: *palaeogeography, northern Russia, Late Pleistocene, Middle Valdai, dating, megainterstadial, correlation*

² The work is supported by Saint-Petersburg University and the RSF project 22-17-00259.

References

- Arslanov, Kh. A. (1987). *Radiocarbon: geochemistry and geochronology*. Leningrad University Press (In Russian).
- Arslanov, Kh. A., Breslav, S. L., Zarrina Ye. P., Znamenskaya, O.M., Krasnov, I.I., Malskhovskiy, D.B., Spiridonova, Ye.A. (1981). The climatostratigraphy and chronology of the Middle Valdai in the northwestern and central Russian Plain. In: *Pleistotsenovyie oledeneniya Vostochno-Yevropeiskoi ravniny*. Moscow: Nauka, 12–27 (In Russian).
- Arslanov, Kh.A., Lavrov, A.S., Potapenko, L.M., Tertychnaya, T.V., Chernov, S.B., (1987). New data on geochronology and paleogeography of the Late Pleistocene and Early Holocene in the northern Pechora Lowland. In: *Novye dannye po geokhologii chetvertichnogo perioda.*, Moscow: Nauka, 101–111 (in Russian).
- Astakhov, V.I. (2006). Evidence of Late Pleistocene ice-dammed lakes in West Siberia. *Boreas*, 35, 607–621. DOI 10.1080/03009480600690845
- Astakhov, V. (2014). The postglacial Pleistocene of the northern Russian mainland. *Quaternary Science Reviews*, 92, 388–408.
<https://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.03.009>
- Astakhov, V., Semionova, L. (2021). The penultimate interglaciation of northern Russia. *Quaternary International*, 605–606, 142–154.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.12.034>
- Astakhov, V. I., Svendsen, J. I. (2011). The cover formation of the final Pleistocene in the far northeastern European Russia. *Regionalnaya Geologia i Metallogenia*. 47, 12–27 (In Russian).
- Astakhov, V.I, Mangerud, J., Svendsen, J.I. (2007). Trans-Uralian correlation of the northern Upper Pleistocene. *Regionalnaya Geologia i Metallogenia* 30–31, 190–206 (In Russian).
- Astakhov, V., Pestova, L., Shkatova, V. (2022). Loessoids of Russia: varieties and distribution. *Quaternary International*. 620, 24–35.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.01.005>
- Astakhov, V.I, Shkatova, V. K., Zastrozhnov, A.S., Chuyko, M.A. Чуйко, М.А. (2016). Pleistocene ice sheets of Russia according to geological mapping data. In: *Puti evolyutsionnoi geografii. Materialy Vserossiiskoi konferentsii*. Moscow: Institute of Geography RAS, 22–26 (In Russian).

Auslender, V.G., Pleshivtseva, E.S. (2011). Modern ideas of the terrestrial Quaternary of St. Petersburg and vicinity. In: *Sbornik statei sotrudnikov Peterburgskoi kompleksnoi geologicheskoi ekspeditsii*. St. Petersburg, 82–87 (In Russian).

Bos, J. A. A., Bohncke, S. J. P., Kasse, C. and Vandenberghe, J. (2001). Vegetation and climate during the Weichselian Early Glacial and Pleniglacial in the Niederlausitz, eastern Germany – macrofossil and pollen evidence. *Journal of Quaternary Science*, 16 (3), 269–289
[https://DOI: 10.1002/JQS.606](https://doi.org/10.1002/JQS.606)

Böse, M., Lüthgens, C., Lee, J. R., Rose, J. (2012). Quaternary glaciations of northern Europe. *Quaternary International*, 279-280. 44, 1–25. <https://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.04.017>

Dzieduszyńska, D., Petera-Zganiacz, J., Roman, M. (2020). Vistulian periglacial and glacial environments in central Poland: an overview. *Geological Quarterly*, 64(1), 54–73.
[https://doi: 10.7306/gq.1510](https://doi.org/10.7306/gq.1510)

Ekman, I., Iljin, V. (1991). Deglaciation, the Younger Dryas end moraines and their correlation in the Karelian ASSR and the adjacent areas. In: *Eastern Fennoscandian end moraines*. Espoo: Geological Survey of Finland, Guide 32, 73–99.

Geomorphology and Quaternary deposits of the northwestern European USSR (1969). Leningrad: Nauka (In Russian).

Halvorsen, L.S. (2000). *Palaeovegetation and environment during Weichselian stadials and interstadials at Mamontovaya Kurja and Sokolova in the Pechora basin, northern Russia*. Cand. Scient. thesis. University of Bergen.

Heggen, H. P., Svendsen, J. I., Mangerud, J., Lohne, Ø. S. (2012). A new palaeoenvironmental model for the evolution of the Byzovaya Palaeolithic site, northern Russia. *Boreas*, 41, 527–545. [https://DOI:10.1111/j.1502-3885.2012.00259.x](https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2012.00259.x)

Henriksen, M., Mangerud, J., Matiouchkov, A., Murray, A. S., Paus, A., Svendsen, J. I. (2008). Intriguing climatic shifts in a 90 kyr old lake record from northern Russia. *Boreas*, 37, 20–37. [https://DOI 10.1111/j.1502-3885.2007.00007.x](https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2007.00007.x)

Higham, T. (2011). European Middle to Upper Palaeolithic radiocarbon dates are often older than they look: problems with previous dates and some remedies. *Antiquity*, 85. P. 235–249. [https://DOI:10.1017/S0003598X00067570](https://doi.org/10.1017/S0003598X00067570)

Hughes, A. L. C., Gyllencreutz, R., Lohne, III. S., Mangerud, J., Svendsen, J. I. (2016). The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*, 45, 1–45. [https://DOI: 10.1111/bor.12142](https://doi.org/10.1111/bor.12142).

Huijzer, B., Vandenberghe, J. (1998). Climatic reconstruction of the Weichselian Pleniglacial in northwestern and Central Europe. *Journal of Quaternary Science*, 13(5), 391–417.

Larsen, E., Kjaer, K., Demidov, I., Funder, S., Grosfjeld, K., Houmark-Nielsen, M., Jensen, M., Linge, H., Lyså, A. (2006). Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia. *Boreas*, 35(3), 394–424. [https://DOI:10.1080/03009480600781958](https://doi.org/10.1080/03009480600781958)

Lasberg, K., Kalm, V. (2013). Chronology of Late Weichselian glaciation in the western part of the East European Plain. *Boreas*, 42, 995–1007. [https://DOI:10.1111/bor.12016](https://doi.org/10.1111/bor.12016)

Lavrov, A.S., Nikiforova, L.D., Potapenko, L.M. (1986). The dynamics of Pleistocene ice sheets, vegetation and climate in the northeastern European USSR. In: *Novye materialy po paleogeografii i stratigrafii pleistotsena*. Ufa: Bahkir Branch of Acad. Sciences USSR, 69–78 (In Russian).

Lunkka, J.P., Saarnisto, M., Gey, V., Demidov, I., Kiselova, V. (2001). Extent and age of the Last Glacial Maximum in the southeastern sector of the Scandinavian Ice Sheet. *Global and Planetary Change*, 31(1–4), 407–425. [https://DOI: 10.1016/S0921-8181\(01\)00132-1](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00132-1)

Mangerud, J., Svendsen, J.I. and Astakhov, V.I. (1999). Age and extent of the Barents and Kara Sea ice sheets in Northern Russia. *Boreas*, 28(1), 46–80.

Mangerud, J., Astakhov, V., Svendsen, J-I. (2002). The extent of the Barents-Kara Ice Sheet during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3), 111–119. [https://DOI:10.1016/S0277-3791\(01\)00088-9](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00088-9)

Mangerud, J., Gosse, J., Matiouchkov, A., Dolvik, T. (2008). Glaciers in the Polar Urals, Russia, were not much larger during the Last Global Glacial Maximum than today. *Quaternary Science Reviews*, 27, 1047–1057. [https://DOI:10.1016/j.quascirev.2008.01.015](https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.01.015)

Markova, A.K., Simakova, A.N., Puzachenko, A. Yu. (2002). Environments of the Russian Plain during the Middle Valdai Briansk Interstade (33,000–24,000 BP) indicated by the fossil mammals and plants. *Quaternary Research*, 57, 391–400. [https://doi:10.1006/qres.2002.2336](https://doi.org/10.1006/qres.2002.2336)

Markova, A. K., Puzachenko, A. Yu., van Kolfschoten, T. (2010). The North Eurasian mammal assemblages during the end of MIS 3 (Brianskian–Late Karginian–Denekamp interstadial). *Quaternary International*, 212, 149–158. [https://DOI:10.1016/j.quaint.2009.02.010](https://doi.org/10.1016/j.quaint.2009.02.010)

Marks, L. (2012). Timing of the Late Vistulian (Weichselian) glacial phases in Poland. *Quaternary Science Reviews*, 44, 81–88. [https://DOI:10.1016/j.quascirev.2010.08.008](https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.08.008)

Nikolskaya, O.A. (2006). *Late Pleistocene history of hydrographic network of the northern Pechora basin*. PhD thesis. St. Petersburg University (In Russian).

Palaeogeography of Europe in the last one hundred thousand years (Atlas-monograph) (1982). Moscow; Nauka, 156 p. (In Russian).

Relief and stratigraphy of the Quaternary deposits in the north-western part of the Russian Plain (1961). Moscow: Academy of Sciences Press, 250 p. (In Russian).

Saarnisto, M. and Saarinen, T. (2001). Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the Lake Onega to the Salpausselkä end moraines. *Global and Planetary Change*, 31(1–4), 387–405. [https://DOI:10.1016/S0921-8181\(01\)00131-X](https://DOI:10.1016/S0921-8181(01)00131-X)

Satkunas, J., Grigiene, A., Velichkevich, F., Robertsson, A.-M., Sandgren, P. (2003). Upper Pleistocene stratigraphy at the Medininkai site, eastern Lithuania: a continuous record of the Eemian-Weichselian sequence. *Boreas*, 32, 627–641. <https://DOI:10.1111/j.1502-3885.2003.tb01240.x>

Sinitsyn, A.A. (2014). The discontinuity and continuity in the Kostenki Palaeolithic. *Verkhnedonskoi archeologicheski sbornik*, 6. Lipetsk: LGPU, 66–76 (In Russian).

Shik, S.M. (2014). Neopleistocene of central European Russia (modern views on stratigraphy and paleogeography). *Stratigrafia. Geologicheskaya Korrelatsia* 22 (2), 108–120 (in Russian). <https://DOI:10.7868/S0869592X14020082>

Svendsen, J. I., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Hubberten, H. W., Ingólfsson, Ó., Jakobsson, M., Kjær, K. H., Larsen, E., Lokrantz, H., Lunkka, J. P., Lyså, A., Mangerud, J., Matiouchkov, A., Murray, A., Möller, P., Niessen, F., Nikolskaya, O., Polyak, L., Saarnisto, M., Siegert, C., Siegert, M. J., Spielhagen, R. F., Stein, R. (2004). Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23(11-13), 1229–1271. <https://doi:10.1016/j.quascirev.2003.12.008>

Svendsen, J.I., Heggen, H. P., Hufthammer, A. K., Mangerud, J., Pavlov, P., Roebroeks, W. (2010). Geo-archaeological investigations of Palaeolithic sites along the Ural Mountains: on the northern presence of humans during the last Ice Age. *Quaternary Science Reviews*, 29, 3138–3156. <https://DOI:10.1016/j.quascirev.2010.06.043>

The structure and dynamics of the last ice sheet of Europe (1977). Moscow: Nauka, 143 p. (In Russian).

Velichkevich, F. Yu. (1982). *Pleistocene floras of the glaciated East European Plain*. Minsk: Nauka I tekhnika, 239 p. (In Russian).

Velichko, A. A. (1973). *The Natural Process in Pleistocene*. Moscow: Nauka, 256 p. (In Russian).

Velichko, A.A., Zelikson, E.M. (2005). Landscape, climate and mammoth food resources in the East European Plain during the late Paleolithic epoch. *Quaternary International*, 126–128, 137–151. <https://DOI:10.1016/j.quaint.2004.04.019>

Velichko, A.A., Kremenetsky, K. V., Nengendank, J., Mingram, J., Borisova, O. K., Gribchenko, Yu. N., Zelikson, E.M. Klimanov, V. A., Novenko, E. Yu., Pirushova, L. G., Pisareva, V. V., Razumovsky, L. V., Timireva, S. N. (2001). Late Quaternary paleogeography of the North-East of Europe (based on the complex study of the Galich Lake sediments). *Известия РАН, география*, 3, 42–54 (In Russian).

Yevserov, V.Ya., Nikolayeva, S.B. (2000). Marginal glacial formations of Kola region, north-west Russia. *Geomorfologia*, 1, 61–73 (In Russian).

Zaretskaya, N.E., Korsakova, O.P. and Panin, A.V. (2019). Marine Isotopic Stage 3 in Northeastern Europe: geochronology and events. *Russian Geology and Geophysics* 60(8). 911–925. <https://DOI: 10.15372/RGG2019056>.

Captions to figures

Fig. 1. Pleistocene ice limits of Russian Plain according to geological mapping (after Astakhov et al., 2016, simplified). Latin numbers are indices of ice ages by Russian General Stratigraphic Scale, arrows are ice flow lines, broken lines are phasial standstills of Late Valdai ice margin. Red capitals are key sections: B – Byzovaya, M – Mamontovaya Kurya, K – Kolva river terraces, T – Timan Beach, P – boreholes in Pechora Sea (Fig. 2), Ya – Yamozero (Henriksen et al., 2008), G – Galich Lake (Velichko et al., 2001).

Fig. 2. Sublongitudinal profile of dated supermorainic deposits in northeastern European Russia (Mangerud et al., 2002 supplemented by Astakhov, Svendsen, 2011). Location in Fig. 1.

Fig. 3. Chronostratigraphic chart of Late Pleistocene of Western Europe with past environments with summer temperatures by geobotanical data in the right and marine isotope curve in the left (from Mangerud, 1989, simplified).

Fig. 4. Summary of data on palaeogeography of Late Pleistocene in Central Poland (by Dzieduszyńska et al., 2020, simplified).

Fig. 5. Chronological synthesis of Upper Pleistocene sediments in arctic NE European Russia (Astakhov, 2014). Chronometric scale is according to published OSL and calibrated ^{14}C dates (Mangerud et al. 1999, 2002, 2008; Henriksen et al., 2008; Svendsen et al., 2010; Astakhov et al., 2007; Astakhov, Svendsen, 2011).

Fig. 6. Principal results of dating Pleistocene formations in Polar Urals. Number of samples (in parentheses) and mean value of geochronometric measurement in thousands years are indicated after symbols of method (Astakhov et al., 2007; Astakhov, Svendsen, 2011; Mangerud et al., 1999, 2002, 2008; Astakhov, 2006; Astakhov, Semionova, 2021).

Fig. 7. Pollen diagram of Mamontovaya Kurya sequence in present northern taiga on river Usa (MK in Fig. 1, 2) indicating treeless environment in 40–24 ka BP interval (Halvorsen, 2000).

Fig. 8. Location of sequences of non-glacial Upper Pleistocene with signatures of different palaeoenvironments in relation to the limit of last Scandinavian glaciation according to Hughes et al., 2016 (white line). BIIS – British-Irish Ice Sheet, SIS – Scandinavian Ice Sheet. Sections indicated by: red dots – ‘warm’ interstadials with remains of forest vegetation (by Arslanov et al., 1981; Lavrov et al., 1986), green dots – formations of cold middle Pleniglacial in Germany, Netherlands, Belgium, England, Poland (Huijzer and Vandenberghe, 1998; Dzieduszyńska et al. 2020), blue dots – cold treeless interstadials in northern Russia (Mangerud et al., 2002; Henriksen et al., 2008; Svendsen et al., 2010; Astakhov, Svendsen, 2011) and Central Russia (Galich Lake, G by Velichko et al., 2001).

Fig. 9. Late Pleistocene landscapes of Russian Plain with Late Palaeolithic sites (from Velichko, Zelikson, 2005, simplified).

1 – ice sheets, 2 – arctic deserts and moss-dwarf shrub tundra, 3 – tundra-steppe communities with forest patches, 4 – periglacial steppe with galophytes, park woods in river valleys, 5 – periglacial steppe, 6 – herbaceous steppe, 7 – wormwood steppe, 8 – Caspian sea transgressions, 9 – permafrost south limit, 10 – Palaeolithic sites with mammoth bones: 1 – Sungir, 2 – Rusanikha, 3 – Zaraisk, 4 – Khotylevo, 5 – Yeliseevichi, 6 – Yudinovo, 7 –

Timonovka, 8 – Pushkari, 9 – Mezin, 10 – Berdyzh, 11 – Yurovichi, 12 – Kirillovskaya, 13 – Gontsy, 14 – Dobranichevka, 15 – Mezhirich, 16 – Avdeyevo, 17 – Gagarino, 18 – Kostenki-Borshchevo, 19 – Molodova, 20 – Korman, 21 – Kosoutsy, 22 – Zaozerye, 23 – Garchi, 24 – Talitsky, 25 – Medvezhya, 26 – Byzovaya, 27 – Mamontovaya Kurya.

ПРИНЯТО К ПЕЧАТИ

Tables

Table 1. Correlated recession phases of last Scandinavian glacier (Ekman, Iljin, 1991; Yevserov, Nikolayeva, 2000; Saarnisto, Saarinen, 2001; Larsen et al., 2006; Böse et al., 2012; Marks, 2012; Lasberg, Kalm, 2013; Stroeven et al., 2016).

<i>Ka BP</i>	Germany	Poland	Lithuania	Latvia & Estonia	St. Petersburg, Novgorod, Tver regions	Karelia, Kola, Arkhangelsk regions	Finland
<i>11,3</i> <i>11,8</i> <i>12,7</i>						Kalevala II+III	Salpausselkä III
						Rugozero	Salpausselkä II
				Palivere			Salpausselkä I
<i>13-14</i>				Pandivere	Neva?	Siamozero (Keiva I)	
<i>14-15</i>		South Middle Bank	North Lithuanian	Linkuva, Haanja	Luga	Karelia (Keiva II)	
<i>16</i>		Slupsk Bank	Middle Lithuanian	Gulbene	Krestsy	Kenozero	
<i>17</i>	Mecklenburg/Gerswalder	Gardno	South Lithuanian	Dagda			
<i>17-18</i>	Pomerania	Pomerania	Baltija	Major glacier expansion	Vepsa	Valdai maximum (eastern)	
<i>18-21</i>	Frankfurt	Poznan	Gruda (Nemunas maximum)		Yedrovo (Valdai maximum)		
<i>21-24</i>	Brandenburg (Weichselian maximum)	Leszno – (Weichselian maximum)					

Table 2. Radiocarbon dates of presumed Middle Valdai warmings in northeastern Russian Plain (after Lavrov et al., 1986, simplified).

Age, ka BP	Chronostratigraphy		Vegetation	
			<i>Lower Pechora</i>	<i>Mezen-Vycheгда basins</i>
-36 -38	Tyrybei warming	37990±440(LU-609) 38320±1630(LU-518) 38400±640(LU-517A) 38670±870(LU-512A) 39840±570(LU-512B)	Spruce-birch open forests, tundra, wormwood, grass and sedge communities	Pine and spruce-birch open forests, grass communities
	<i>Cooling</i>		<i>Birch open forests, tundra-steppe</i>	
-40 -42	Urduyuga Warming	39170±440(LU-588) 40650±790(LU-550) 40680±1180(LU-1113) 42040±1900(LU-1119) 42660±970(LU-519)	Spruce-birch open forests	Pine and spruce-birch woods
-44	<i>Deep cooling</i>	43240±1040(LU-394) 45280±1200(LU-515 B)	<i>Periglacial tundra and forest-tundra</i>	
-46	Shapkina warming		Birch-spruce open forests	Birch-spruce forests
	<i>Cooling</i>	46880±2090(LU-624)	Forest-tundra	Pine and spruce open forests
-48	Anorga warming	47210±1270(LU-674) 47520±1000(LU-566)	Birch-spruce forests	Pine and spruce woods
-50		49930±1420(LU-1051)	<i>Forest-tundra</i>	

ПРИНТ

ПРИНЯТО К ПЕЧАТИ