

МИС 3 НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЕВРОПЫ: ГЕОХРОНОЛОГИЯ И СОБЫТИЙНОСТЬ

Н.Е. Зарецкая^{1,3}, О.П. Корсакова², А.В. Панин^{3,4}

¹Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Россия

²Геологический институт КНЦ РАН, 184209, Мурманская область, Апатиты, ул. Ферсмана, 14, Россия

³Институт географии РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., 29, Россия

⁴Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия

Рассматриваются литологические, геохронологические и частично биостратиграфические данные по известным разрезам, расположенным в обнажениях двух террас в бассейне р. Северная Двина, а также на южном побережье Кольского региона и в его юго-западной части, и вскрывающие осадки средневалдайского интерстадиала. Проводится их корреляция с данными, имеющимися для других районов северо-востока Европы. В результате установлено, что в течение всего средневалдайского времени, соответствующего морской изотопной стадии (МИС) 3, в бассейне Белого моря существовал морской водоем, в который осуществлялся сток Северной Двины. В ее бассейне в условиях неустойчивого положения базиса эрозии и постоянно меняющегося климата имело место аллювиальное осадконакопление. На северо-востоке Европы наиболее теплые интервалы, отнесенные к оптимальным, проявились во временном диапазоне 47—43 и 31.3—29.2 кал. тыс.л.н. В целом по уже имеющимся данным на северо-востоке Европы можно выделить 12 эпизодов потеплений и похолоданий.

Поздний неоплейстоцен, МИС 3, северо-восток Европы, геохронология, событийность, бассейн р. Северная Двина, Белое море.

MIS 3 IN NORTHEASTERN EUROPE: GEOCHRONOLOGY AND EVENTS

N.E. Zaretskaya, O.P. Korsakova, and A.V. Panin

The paper presents new lithological, geochronological, and biostratigraphic data on the studied sections of the Middle Valdai interstadial sediments in the sections of two terraces in the basin of the Severnaya Dvina River and on the southern coast of the Kola Region and in its southwestern part. The obtained data are correlated with the data available for other regions of northeastern Europe. The Severnaya Dvina River was found to have flowed into a marine reservoir existed in the White Sea basin throughout the Middle Valdai time corresponding to Marine Isotopic Stage 3 (MIS 3). The alluvial sedimentation in the river catchment area occurred in the environment of base level instability and permanently changing climate. In northeastern Europe, the warmest (optimum) intervals are related to the time spans of 47–43 and 31.3–29.2 cal. ka BP. In general, the available data point to 12 warming and cooling episodes in northeastern Europe.

Late Neopleistocene, MIS 3, northeastern Europe, geochronology, events, Severnaya Dvina basin, White Sea

ВВЕДЕНИЕ

Поздний неоплейстоцен отвечает последнему межледниково-ледниковому циклу. Уже более полувека мнения исследователей в отношении возраста его разноранговых подразделений и насыщающей их событийности значительно расходятся [Геохронология..., 1974; Кинд, 1974; Арсланов и др., 1981; Арсланов, 1992; Velichko et al., 2011; и др.]. Несмотря на появление глобального «метронома» в виде морских изотопно-кислородных стадий [Jansen, 1989] с достаточно точными определениями возраста границ на основе астрономического тунинга [Imbrie et al., 1984], вопросы хронометрии последнего межледниково-ледникового макроцикла на европейском севере России остаются дискуссионными. Это же относится и к средневалдайскому межстадиалу: репрезентативных данных по хронологии и палеогеографическим обстановкам этого времени явно недостаточно для регионов, которые были заняты последним Скандинавским ледниковым покровом, что объясняется его эродирующим действием на подстилающую поверхность. Поэтому особую актуальность для палеогеографических и геохронологических реконструкций средневалдайского времени приобретает изучение геологической летописи и геоморфологического строения территорий, находившихся в последнюю ледниковую эпоху в экстрагляциальных условиях, в особенности районов, прилегавших к границе максимального распространения последнего

ледника. Корреляция с приледниковыми районами поможет воссоздать последовательность и лучше обосновать хронологию событий в ледниковых областях.

Авторами в последние годы в ходе исследований на севере Русской равнины в отношении средневалдайского времени был получен новый массив данных для бассейна Северной Двины, преимущественно для тех его участков, которые находились в экстрагляциальных условиях. Некоторые данные имеются и для территории, прилегающей к ее приемному бассейну — Белому морю, которая непосредственно подвергалась воздействию последнего оледенения. Целью статьи является сопоставление хронометрических и биостратиграфических данных, полученных для отдельных фрагментарных разрезов на северо-востоке Европы, для их возрастной привязки и выявления событийности такого безледного позднего неоплейстоцена, которым является средневалдайский межстадиал (МИС 3). Для реализации этой цели был дополнен банк данных по геохронологии и палеогеографии субарктической и арктической областей, хронометрировано средневалдайское время для бассейна Северной Двины и проведена его корреляция с этапами развития морских и/или пресноводных озерных обстановок в депрессии Белого моря. Также было определено соотношение разноранговых событий среднего валдая с глобальными климатическими событиями позднего неоплейстоцена, и реконструирована его непрерывная летопись в Вычегодско-Северодвинском регионе.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Поздний неоплейстоцен изначально подразделялся на временные или событийные отрезки, исходя из концепций, в которых в качестве «точки отсчета» принимались оледенения и коррелятные им отложения [Геохронология..., 1974], а некое единое последнее длительное ледниковое событие в истории Земли рассматривалось как пленигляциал.

Однако с тех пор, как стал активно применяться радиоуглеродный метод датирования, «работающий» только с органическими отложениями, во главе угла оказались периоды потеплений (термохроны), соответствующие определенным слоям/горизонтам (термомерам). К началу 1970-х годов подобрались представительный для того времени материал о возрасте различных этапов (стадий) эпохи последнего оледенения [Геохронология..., 1974]. Изменилась и концепция расчленения позднего неоплейстоцена — между двумя холодными эпохами помещалась более теплая, которая позиционировалась то как межледниковье, то как межстадиал [Кинд, 1974]. По мере накопления геохронологических данных, увеличивалась детализация возрастного расчленения последней ледниковой эпохи, а по мере накопления палинологической информации, и представления о том, какие климаты доминировали в том или ином ее отрезке. В результате появилась идея, выдвинутая И.К. Ивановой [1966], о том, что два позднеоплейстоценовых оледенения были разделены не межледниковьем, а длительной эпохой с изменчивым климатом, которая была названа ею «средним вьюром с осцилляциями».

К середине 1970-х годов сформировалась схема возрастного расчленения последнего ледниковья (валдайской эпохи) на несколько теплых и холодных фаз. При этом выделялись несколько интерстадиалов (потеплений): аммерсфорт (около 66—65 тыс. лет назад (т.л.н.)), бреруп, или каракюласское, (около 61 т.л.н.), хенгело, или «Гражданский проспект», (около 40 т.л.н.), денекамп, или Дунаево, (около т.л.н.), по [Кинд, 1974]. Ранневалдайский и последний (поздневалдайский) ледниковые максимумы датировались 50—60 т.л.н и (приблизительно) 20 т.л.н. соответственно. Между этими максимумами был помещен неледниковый интервал с переменным климатом. Е.П. Заррина [1970] впервые предложила назвать этот интервал «средним валдаем». Возрастная привязка в те годы давалась в радиоуглеродных (^{14}C) датах, так как их калибровка еще не была принята как обязательная процедура и не вошла в обиход геохронологических исследований.

К началу 1980-х годов в связи с детализацией исследований и накоплением геохронологической информации дискуссия о ранге среднего валдая, предшествующего максимуму последнего оледенения, продолжилась. Его характеризовали как второе позднеоплейстоценовое межледниковье, как холодное межледниковье, как мегаинтерстадиал или рассматривали в составе единого «пленигляциала», состоящего из многочисленных мелких стадий и межстадиалов, образующих в целом холодный, но безледный этап валдайской ледниковой эпохи продолжительностью от 80 до 23 т.л.н. [Арсланов и др., 1981]. В это время для центра и северо-запада Русской равнины была предложена схема расчленения среднего валдая, включающая четыре кратковременных стадии похолодания и три более продолжительных потепления, объединяющиеся в один седиментационный и климатический мегаритм. Хронологические его рамки устанавливались от 50 до 24—23 ^{14}C т.л.н, а по продолжительности, стратиграфическому объему и палеогеографическим условиям средний валдай позиционировался как мегаинтерстадиал [Арсланов и др., 1981]. По данным изучения 20 разрезов на северо-западе Русской равнины Е.А. Спиридонова [1983] выделила соответственно семь пыльцевых зон, отвечающих последовательным похолоданиям и потеплениям климата. Нечетные зоны характеризовались развитием берез с элементами пери-

гляциальной флоры, четные — преобладанием сосны и ели, а также широким развитием ольхи и широколиственных пород внутри зоны.

На дальнейшее развитие концепций хронологического расчленения среднего валдая оказало большое влияние развитие морской геологии и геохимии современных покровных ледников Гренландии и Антарктиды. Построение и усовершенствование морской изотопно-кислородной шкалы SPECMAP [Imbrie et al., 1984; Jansen, 1989] позволило выделить изотопные стадии, глобально соответствующие оледенениям, межледниковьям и интерстадиалам. При этом средний валдай коррелировался с морской изотопной стадией (МИС) 3. Соответственно, до 60—58 т.л.н. удревнилась его нижняя граница, а общая протяженность охватывала уже 32—35 тыс. лет. Тем не менее в отечественной науке имел место возврат к схеме 3:2 (три потепления и два похолодания) [Арсланов, 1992; Velichko et al., 2011]. Существенным представляется вывод о резком потеплении климата с запада на восток: если в западных и центральных районах Русской равнины потепления представляли собой типичные межстадиалы, то на северо-востоке (Архангельская область и Республика Коми) по условиям более напоминали межледниковья [Арсланов, 1992].

В Региональной схеме севера и северо-запада России и в Рабочей схеме северо-востока Европейской России средневалдайскому времени соответствуют ленинградский или бызовский горизонты валдайского надгоризонта, охватывающие объем осадков с возрастом 57—29 тыс. лет [Карта..., 2013]. Несмотря на ненадежность имеющегося в настоящее время стратотипа ленинградского горизонта [Постановление МСК 33, 2002], выявленного по скв. Гражданский проспект в Санкт-Петербурге [Арсланов и др., 1981], в официальной Общей стратиграфической шкале квартера России — это третья ступень верхнего звена неоплейстоцена, а рассматриваемый временной интервал в целом соответствует МИС 3 и имеет ранг интерстадиала.

Для МИС 3 реконструированы значительные изменения климата и колебания уровня моря [Lambeck, Chappell, 2001; Helmens et al., 2007, 2009; Engels et al., 2008; Hättestrand, Robertsson, 2010]. Были установлены периодически повторяющиеся и довольно резкие изменения климата от холодного стадийного к умеренному интерстадийному, за которым следовал постепенный возврат к стадийному. Такие климатические циклы известны как события Дансгора—Эшгера (Dansgaard—Oeschger cycles), которые были выявлены в ледниковых кернах Гренландии [Dansgaard et al., 1993; NGRIP members..., 2004]. Существование событий Дансгора—Эшгера зарегистрировано и в наземной летописи потеплений и похолоданий, установленной по различным прокси-индикаторам [Spötl et al., 2006; Wohlfarth et al., 2008; Wohlfarth, 2010]. В настоящее время для хронологической привязки и корреляции позднеплейстоценовых изменений климата и связанных с ними изменений других ландшафтных компонентов в Северной Атлантике и прилегающих районах помимо МИС используется событийная климатостратиграфия, также выявленная в ледниковых кернах Гренландии и представленная пронумерованной последовательностью так называемых гренландских интерстадиалов (ГИ, или GI) и гренландских стадиалов (ГС, или GS) [Rasmussen et al., 2014]. При этом ГИ и ГС, которые соответственно отражают фазы теплого и холодного климата в Североатлантическом бассейне, представлены все теми же специфическими событиями Дансгора—Эшгера. Если о средневалдайском межстадиале говорить в терминах такой событийной климатостратиграфии, то в самом общем приближении он начинается с ГИ-16, а заканчивается ГС-4.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ: РАСПОЛОЖЕНИЕ И ИЗУЧЕННОСТЬ

Под северо-востоком Европы мы понимаем территорию, в которую входят современная Республика Коми, Архангельская область, Республика Карелия и Мурманская область, что в общих чертах отвечает территории бассейна Северного Ледовитого океана на севере Европейской России. Наши исследования были сосредоточены в основном на территории бассейна Северной Двины (рис. 1), впадающей в Белое море. Изученные разрезы располагаются в долине р. Вычегда — правого крупнейшего притока Северной Двины, в долине р. Кулой — притока Ваги (левого крупнейшего притока Северной Двины), а также в самой долине Северной Двины ниже ее слияния с Вычегдой. Кроме того, учитывались данные по двум разрезам морских отложений, расположенных на Терском берегу Белого моря в долинах рек Каменка и Большая Кумжевая, и по изученным предшественниками [Арманд, 1969; Евзеров, Кошечкин, 1980; Евзеров и др., 1980] нескольким разрезам с континентальными осадками предположительно средневалдайского возраста в районе Ковдорского массива и прилегающих депрессий оз. Ковдорозеро и р. Ковдор в юго-западной части Мурманской области (см. рис. 1).

Территория бассейна Северной Двины представляет собой пологоволнистую равнину с абсолютными высотами от 60—100 до 200—250 м [Лавров, Потапенко, 2005]. На Терском берегу в районе исследования на прибрежной низменности высоты не превышают 120 м н.у.м., в районе Ковдорского массива — 300—450 м.

Четвертичную историю региона, а также двучленную морену в долинах рек Северодвинского бассейна, в настоящее время подразделяемую на московскую и валдайскую, впервые описали К.А. Волло-

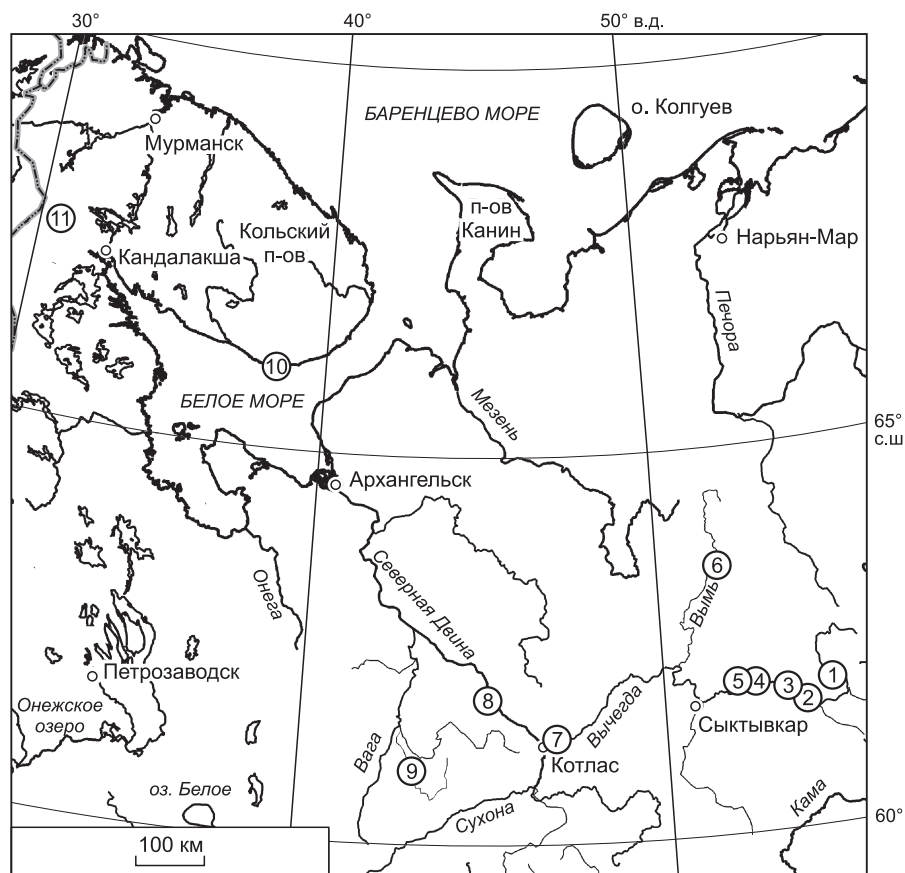


Рис. 1. Расположение изученных разрезов на территории северо-востока Европы.

Номера разрезов соответствуют номерам в тексте, таблице и рис. 2 и 3.

сович [1900] и М.А. Лаврова [1937]. И.И. Красновым [1948] была обоснована концепция древности речных долин рек Северная Двина и Вычегда. Исследования на Северной Двине проводили также Э.И. Девятова [1982], А.С. Лавров и Л.М. Потапенко, которыми была составлена карта четвертичных образований всего северо-востока Европы [Лавров, Потапенко, 2005].

Исследования разрезов Северодвинского бассейна, вмещающих средневалдайские отложения, проводились в 1970—1980-е годы Б.И. Гуслицером, А.С. Лавровым и Л.М. Потапенко [Лаврова, 1937; Гуслицер, Дурягина, 1983; Лавров, Потапенко, 2005]. В общем разрезе средневалдайской толщи в бассейне Северной Двины выделялись две части: нижнюю формировали русловой и старичный аллювий, верхняя представляла собой озерные пески, алевроиты и глины [Арсланов и др., 1980, 1981; Лавров, Потапенко, 2005]. На северо-востоке Европы, в основном из разрезов Печорской низменности, для средневалдайского горизонта по образцам древесины и торфа были получены 20 дат. Они укладывались в интервал 48—33 ^{14}C т.л.н. и позволяли установить последовательность палинозон, отражающих этапы колебаний климата и изменений растительного покрова. В результате для временного интервала 48—33 ^{14}C т.л.н. было проведено детальное хроностратиграфическое расчленение отрезка средневалдайского времени с выделением девяти климатических эпизодов — пяти потеплений и четыре похолоданий [Лавров, Потапенко, 2005].

В Кольском регионе в это же время изучением средневалдайских разрезов занимались А.Д. Арманд [1969], В.Я. Евзеров [Евзеров, Кошечкин, 1980; Евзеров и др., 1980]. К сожалению, возрастные определения для органических и озерно-аллювиальных отложений, залегающих между двумя ледниковыми горизонтами в карьерах рудника Ковдорского ГОКа, за пределами: >31 000 (ГИН-484) и >53 000 (Тп-305) [Кинд, 1973; Евзеров, Кошечкин, 1980; Евзеров и др., 1980], а возрастная привязка осадочных толщ проводилась главным образом по литостратиграфическим, спорово-пыльцевым и диатомовым данным.

Масштабные исследования на рубеже тысячелетий в рамках проектов PECHORA и QUEEN [Svendsen et al., 2004; Larsen et al., 2006; и др.] позволили уточнить историю и конфигурацию плейсто-

ценовых оледенений региона, практически обойдя вниманием палеогеографические обстановки, соответствующие МИС 3. По результатам исследования появилось единодушное мнение, что средневалдайскому интерстадиалу на северо-востоке Европы предшествовало Карское, или Баренцево-Карское, оледенение, максимум которого приходился или на 60 т.л.н. [Svendsen et al., 2004], или на 55–45 т.л.н. [Демидов, 2010]. Согласно работе [Svendsen et al., 2004], Карский ледник перекрывал только Горло Белого моря, не препятствуя стоку Северной Двины на северо-запад. Согласно другим реконструкциям [Larsen et al., 2006; Lyså et al., 2011, 2014], этот ледник в начале средневалдайского времени перекрывал всю акваторию Белого моря и низовья Северной Двины, во временном интервале 67—62 т.л.н., формируя подпрудное Беломорское приледниковое озеро [Lyså et al., 2014].

Таким образом, вопросы о средневалдайских природных обстановках в бассейне Северной Двины и Белого моря остаются весьма дискуссионными. Конкретно для Северодвинского бассейна существуют противоречия в отношении преобладания здесь ледниковых [Lyså et al., 2011, 2014] или безледных [Svendsen et al., 2004], озерных [Лавров, Потапенко, 2005; Lyså et al., 2011; Андреичева, 2011; Андреичева и др., 2015] или флювиальных [Sydoruk et al., 2001] обстановок. Для Беломорского бассейна в средневалдайское время предполагаются наличие безледных обстановок [Kjellström et al., 2010] и существование приледникового пресноводного озера, которое осолонялось по мере деградации ледника [Larsen et al., 2006; Lyså et al., 2011]. Кроме того, отмечается, что в литостратиграфии отложений этого времени имеется хиатус в 15 тыс. лет (по-видимому, в интервале 35—20 т.л.н.), образовавшийся в результате речной и ледниковой эрозии в максимум последнего оледенения [Lyså et al., 2014]. Проверка реальности этого хиатуса, или непрерывной летописи средневалдайского интерстадиала, в Вычегодско-Северодвинском регионе составляет одну из задач нашего исследования.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Разрезы, вмещающие отложения средневалдайского времени, изучались в бассейне р. Северная Двина и на побережье Белого моря. В полевых условиях проводились литостратиграфические исследования; из разрезов отбирали образцы на датирование различными методами — радиоуглеродным, уран-ториевым, электронно-парамагнитного резонанса (ЭПР), инфракрасно-стимулированной люминесценции (ИК-ОСЛ) (таблица). Радиоуглеродное датирование выполнялось в основном в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии Геологического института РАН по стандартной методике [Zaretskaya et al., 2007a, b, 2012]. Материал для датирования представлен преимущественно торфом, оторфованным суглинком, почвенным гумусом и древесиной (см. таблицу). Для сопоставимости полученных разными исследователями результатов все даты были откалиброваны (приведены к календарному возрасту) в программе Calib 6.11 [Reimer et al., 2009]. С помощью инструмента Sum probability distribution проводилась оценка распределения плотности вероятности массива дат по шкале времени. При этом делалось предположение, что места сгущения дат соответствуют периодам потепления климата, а «провалы» на кривой — более холодным периодам. Для независимого контроля радиоуглеродных дат в ряде разрезов было проведено параллельное уран-ториевое датирование. Детальная методика уран-ториевого датирования изложена в работах [Максимов и др., 2011, 2015]. Методика оптико-люминесцентного датирования минеральных отложений и ЭПР датирования остатков малакофауны описана в работах [Molodkov et al., 1998; Molodkov, Bitinas, 2006].

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И ЕГО ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Разрезы бассейна р. Северная Двина

Все изученные разрезы представляют собой обнажения речных террас.

Разрез **Курьядор** (№ 1, 61°41'8.60" с.ш., 54°53'18.88" в.д.) располагается в верховьях Вычегды, в обнажении высотой 15 м на правом берегу (см. рис. 1). Он неоднократно изучался рядом исследователей [Гуслицер, Дурягина, 1983; Лавров, Потапенко, 2005; Андреичева, 2011; Lyså et al., 2011; Zaretskaya et al., 2012; Зарецкая и др., 2013; Максимов и др., 2015; Андреичева и др., 2015]. Авторами этот разрез посещался трижды — в 2010, 2011 и 2013 годах. Отложения, относимые к среднему валдаю, общей мощностью около 4.5 м залегают с эрозионным контактом на средненеоплейстоценовом аллювии [Lyså et al., 2011] и состоят из двух пачек (рис. 2). Нижняя пачка, интерпретированная нами как аллювий фаций прирусловых отмелей и низкой поймы, представлена слоистыми серыми суглинками, переслаиваемыми со среднетонкозернистыми песками (0.6 м) и перекрытыми светло-серыми мелкозернистыми песками со знаками ряби (мощностью около 1 м, фация затона). В ней встречаются линзы оторфованного суглинка, по которому была получена ¹⁴C дата 41700 ± 600 (ГИН-14324), что соответствует 45.6—44.7 т.л.н (кал.). Судя по составу растительных остатков (95 % гипновых мхов и 5 % осок), оторфованный суглинок формировался в обстановке гипнового низинного болота. В песках отмечены криотурбации

Список возрастных определений (радиоуглеродные даты, калиброванный возраст, ОСЛ-даты, ²³⁰Th/U возраст), полученные для средневалдайского возрастного интервала из разрезов в бассейнах Северной Двины и Белого моря (см. рис. 2, 3)

№	Разрез	Материал для датирования, глубина, м	Лаб. индекс и номер	¹⁴ C дата, л.н.	Калиброванный возраст, 1 σ	Другие возрастные определения	Источник
1	Курьядор, №1	Глинистый алевроит с органикой, 5.5—5.6	ГИН-14320	26200 ± 400	30579—31137	—	[Максимов и др., 2015]
2	»	Глинистый алевроит с органикой, 5.9—6.0	ГИН-14569	30800 ± 170	34928—35363	—	»
3	»	Торф, нет данных	ЛУ-577	31080 ± 280	35131—36237	—	[Лавров, Потапенко, 2005]
4	»	Суглинок гумусированный, 6.25—6.35	ГИН-14321	31200 ± 230	35243—36255	—	[Максимов и др., 2015]
5	»	Суглинок гумусированный, 6.5—6.55	ГИН-15075	35560 ± 350	40410—41192	—	[Данная работа]
6	»	Суглинок гумусированный, 6.6—6.65	ГИН-14322	36920 ± 330	41559—42080	²³⁰ Th/U возраст:	[Максимов и др., 2015]
7	»	Суглинок гумусированный	ГИН-15076-1	37500 ± 300	41944—42438	46.8—38.8 – TSD модель	[Данная работа]
8	»	Потребенная почва, 6.8—6.85	ГИН-14323	39170 ± 260	43031—43612	50.1—45.5 – L/L модель	[Максимов и др., 2015]
9	»	Потребенная почва, 7.8—7.9	ГИН-15076-2	39610 ± 360	43360—44062	—	[Данная работа]
10	»	Суглинок оторфованный, 8.35—8.39	ГИН-14324	41700 ± 600	44716—45591	—	[Максимов и др., 2015]
11	Нем	Нет данных	ЛУ-1237	26980 ± 590	30907—1868	—	[Арсланов и др., 1987]
12	Дон, № 2	Песок, 3.55	RLQG 2361-085	—	—	ИК-ОСЛ 9.4±0.7 тыс.лет.	»
13	»	Песок, 5.6	RLQG 2362-085	—	—	ИК-ОСЛ 23.1±2.0 тыс.лет.	»
14	Озьят III, № 3	Растительный детрит в суглинках, 7.5	ГИН-15081	24880 ± 80	29488—29884	—	»
15	»	Торф опесчаненный, 6.0—6.05	ГИН-15079	27300 ± 200	31293—31578	—	»
16	»	Торф опесчаненный, 6.35—6.4	ГИН-15080	28500 ± 260	32439—33301	—	»
17	Сторожевск, № 4	Растительный детрит в суглинках, 6.5	ГИН-14878	25060 ± 130	29720—30185	—	»
18	Небдино, № 5	Суглинок тяжелый с расс. орг., 6.7—6.8	ГИН-14576	26300 ± 500	30550—31221	—	»
19	»	Суглинок тяжелый с расс. орг., 7.5	ГИН-14346	35750 ± 1200	39488—41816	—	»
20	Кылтовка, № 6	Древесина, 5	ЛУ-588	39170 ± 470	42948—43793	—	[Лавров, Потапенко, 2005]
21	»	Торф, 6.7	ГИН-606	42000 ± 1700	43980—46913	—	»
22	»	Ствол ели, 11.2—11.3	ЛУ-566	47520 ± 1000	—	—	»
23	Байка, № 7	Потр. почва оторф.	ГИН-14866	44050 ± 1200	46004—48515	—	[Данная работа]
24	Толоконка, № 8	Растительный детрит в суглинке, 29	ГИН-14874	24570 ± 140	29275—29558	—	»
25	»	Растительный детрит, 25.15	ГИН-14877	25980 ± 200	30563—30957	—	»
26	»	Торф, 18.2	ГИН-14173	33270 ± 350	37509—38580	²³⁰ Th/U возраст:	[Максимов и др., 2011]
27	»	Торф сугл., 18.3	ГИН-14174	37350 ± 450	41770—42430	39.1 ± 7.6/6.6 тыс.лет. — L/L-модель	»
28	»	Торф сугл., 18.35	ГИН-14175	37800 ± 600	41971—42809	42.5 ± 2.8/2.7 тыс.лет. — TSD-модель	»
29	Кулой, № 9	Растительный детрит в суглинке, 15 м	ГИН-15167	21450 ± 110	25459—25927	—	[Данная работа]
30	Шенкурск	Нет данных	УЬ-40	24900 ± 470	29345—30293	—	[Останин и др., 1979]

31	Каменка, № 10	Раковины моллюсков в суглинках, 5.5–5.8 (абс. отм. 36.6—36.9 м н.у.м.)	Тпн-344-073	—	—	ЭПР 58,7 ± 4,4 тыс. лет	[Корсакова и др., 2004]
32	»	Раковины моллюсков в суглинках, 5.5–5.6	RLQG-416-119	—	—	ЭПР 52 ± 4.3 тыс. лет	[Астафьев и др., 2012б]
33	Большая Кумжевая	Песок, 6.6—6.5 (абс. отм. 22.5 м н.у.м.)	Тпн-1521-103	—	—	ИК-ОСЛ 44.4±3.2	[Корсакова и др., 2004]
34	Ковдор 1, № 11	Торф (клетчатка и гумус), 3.5—4.9 (246 м н.у.м.)	ГИН-484 и ГИН-484г	—	> 31000	—	[Кинд, 1973]
35	Ковдор 2, № 11	Растительные остатки в песках, 12.0—14.0	Тпн-305	—	> 53000	—	[Евзеров и др., 1980]

Примечание. Номера разрезов соответствуют номерам на рис. 1.

и псевдоморфозы по морозобойным клиньям. Серия инверсионных ОСЛ-дат показала, что нижняя пачка с учетом погрешностей датирования сформировалась в диапазонах от 71 до 56 и от 63 до 44 т.л.н. [Lyså et al., 2011]. По-видимому, вся пачка накапливалась в условиях периодического затопления низкой поймы и остаточных водоемов со стоячей водой.

Аллювиальную толщу перекрывает 0.7-метровая пачка суглинистых отложений, в разной степени насыщенных органомным материалом. Ее верхние ~55 см представлены сухими, иногда неясно-слоистыми легкими суглинками и супесями с органикой. Нижние 15 см представлены темно-коричневыми отложениями, похожими на пересушенный торф. В составе растительных остатков преобладают злаки и кустарники, водных или болотных растений не выявлено, что указывает на преобладание суходольной растительности и субэриального характера аккумуляции. Установлено, что в это время здесь произрастали хвойные, хвойно-мелколиственные леса в сочетании с тундростепью [Зарецкая и др., 2013]. Возможно, нижняя 15-сантиметровая часть пачки представлена погребенной аллювиальной темно-гумусовой глееватой почвой [Максимов и др., 2015], которая могла формироваться в центральной части поймы на приречном лугу. Подошва почвенного горизонта по простиранию зачастую деформирована, несет следы бокового сжатия в виде фестонов, вероятно, за счет гравитационных смещений грунта. Мощность органогенной пачки не выдержана по простиранию вследствие криогенных деформаций: ее нижняя граница местами фестончатая, а в одном случае весь почвенный прослой полностью «оторван» и затянут в виде ксенолита в подстилающие пески.

Результаты радиоуглеродного датирования показали, что верхняя органогенная пачка отложений накапливалась непрерывно в период с ~39.5 до 26.2 ¹⁴C т.л.н., или ~43.6—30.6 т.л.н. (кал.), а проведенное параллельное ²³⁰Th/U датирование погребенной почвы (см. таблицу) показало хорошую сходимость результатов [Максимов и др., 2015].

Верхняя органогенная толща без перерыва перекрывается лесовидными алевритами, относимыми к максимуму последнего оледенения [Гуслицер, Дурягина, 1983]. Нижняя их часть буровато-серого цвета мощностью 3 м обогащена глинистой фракцией, а внизу — органикой, с четко выраженной слоистостью, по подошве встречаются желваки оксидов железа. Для подошвы нижнего алеврита были получены две последовательные ¹⁴C даты: 26200 ± 400 (ГИН-14320) и 30800 ± 170 лет (ГИН-14569); ботанический анализ датированных образцов (90 % кустарничков и 10 % травянистых растений) показал субэриальное происхождение отложений. Верхняя часть алевритов мощностью 4.5 м, желтовато-бурого цвета, плотная, с нечетко выраженной постседиментационной слоистостью имеет ОСЛ-даты 17—14 тыс. лет [Lyså et al., 2011].

По данным спорово-пыльцевого анализа, проведенного для глубин 9.00—2.95 м [Андреичева и др., 2015], были выделены три периода потепления, во время которых господствовала лесная растительность — темнохвойные еловые леса с участием сосны.

Разрез **Дон** (№ 2, 61°33'1.99" с.ш., 53°48'2.06" в.д.) располагается на правом берегу р. Вычегда, в Кадамском расширении долины и вскрывает первую террасу высотой 5 м над урезом реки (см. рис. 1, 2). Разрезом вскрыты косо- и горизонтально-слоистые аллювиальные пески с прослоем сизой глины в средней части толщи. В глине хорошо выражены криогенные деформации. Пески перекрыты голоценовым оторфованным суглинком, переходящим в торф. Для верхней части песчаной толщи получена ОСЛ-дата 9.4 ± 0.7 тыс. лет (RLQG 2361-085) (см. таблицу). По образцу из оторфованного суглинка, пе-

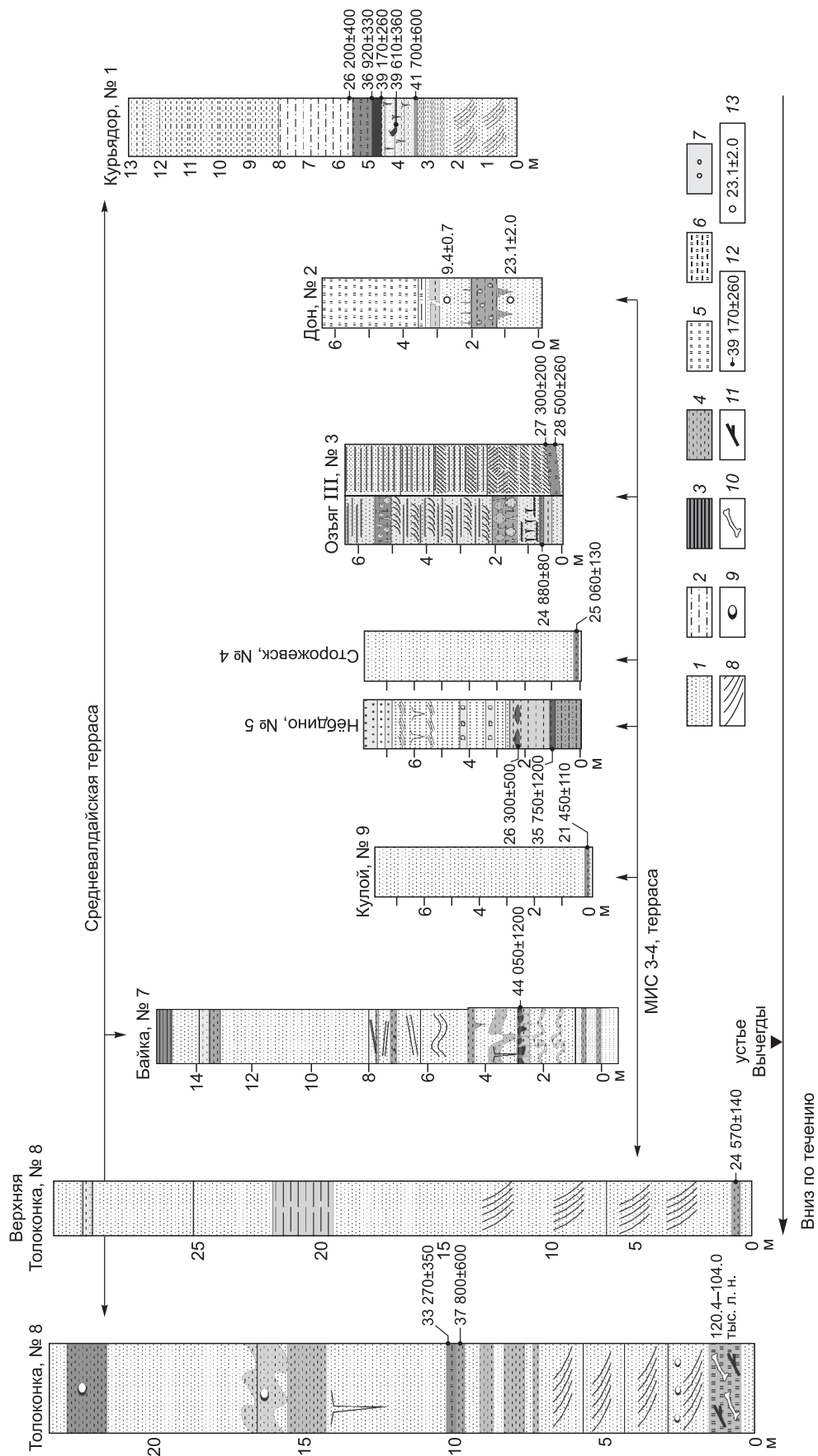


Рис. 2. Разрезы с датированными отложениями бызовского горизонта для бассейна Северной Двины.

Положение соответствующих обнажений показано на рис. 1: 1 — песок, 2 — глина, 3 — алевроит, 4 — суглинок, 5 — торф, 6 — суглинок оторфованный, 7 — галька, 8 — кося слои, 9 — валуны, 10 — кости мегафауны, 11 — положение отобранных образцов и радиоуглеродные даты, 12 — положение отобранных образцов и ОСЛ-даты.

рекрывающего пески, была получена ^{14}C дата 7920 ± 120 (ГИН-15078), хорошо стратиграфически согласующаяся с ОСЛ-датой. По пескам из нижней части обнажения, залегающим под глиной, получена ОСЛ-дата 23.1 ± 2.0 тыс. лет (RLQG 2362-085) (см. таблицу), фиксирующая аккумуляцию в начале поздневалдайского времени.

Разрез **Нижний Озьяг**, или **Озьяг III** (№ 3, $61^{\circ}47'49.68''$ с.ш., $53^{\circ}19'52.63''$ в.д.) находится в среднем течении р. Вычегды (см. рис. 1, субширотный отрезок русла), и назван так по отношению к другим разрезам Озьяг I и II, изученным ранее [Lyså et al., 2014]. Здесь представлены два обнажения, вскрывающие первую террасу высотой 7 м над урезом реки (см. рис. 2). Несмотря на одинаковое высотное положение эти два обнажения отличаются по возрасту. Обнажением, расположенным выше по течению, вскрываются косо- и горизонтально-слоистые пески русловой фации аллювия, подстилаемые оторфованным песком, для которого получена ^{14}C дата 28500 ± 260 л.н. (ГИН-15080). Ниже по течению на той же высоте обнажение имеет принципиально иное строение. В верхней и нижней его частях в песчаной толще аллювия представлены две пачки переслаивающихся тонкозернистых песков и суглинков с криогенными деформациями, а в песках нижней части разреза отмечены следы морозобойных клиньев. Аллювиальная толща подстилается тонким прослоем суглинка с растительным детритом, по которому получена ^{14}C дата 25880 ± 80 л.н. (ГИН-15081). Ранее для разреза Озьяг II, расположенного выше по течению, из песчано-суглинистых отложений были получены ОСЛ-даты 36.0 ± 3.0 , 29.1 ± 1.9 и 31.0 ± 2.0 т.л.н., однако авторами статьи они признаны невалидными [Lyså et al., 2014].

Разрез **Сторожевск** (№ 4, $61^{\circ}54'53.20''$ с.ш., $52^{\circ}25'56.54''$ в.д.) вскрывает 6-метровую первую террасу на левом берегу Вычегды в среднем ее течении, напротив устья р. Вишера (см. рис. 1). Здесь терраса сложена ненарушенными аллювиальными песками русловой фации. Из подошвы разреза по растительному детриту, содержащемуся в песках, получена дата 25060 ± 130 л.н. (ГИН-14878).

Разрез **Нёбдино** (№ 5, $61^{\circ}55'18.71''$ с.ш., $52^{\circ}9'11.37''$ в.д.) расположен в 15 км ниже по течению от разреза Сторожевск, по правому берегу Вычегды (см. рис. 1). Здесь вскрыта 6-метровая первая терраса. Отложения представлены разнозернистыми косо- и горизонтально-слоистыми песками с прослоями гравия и мелкой гальки (см. рис. 2). В средней части разреза и по подошве вскрываются два прослоя сизого суглинка, обогащенного рассеянной органикой растительного происхождения. В косослоистых песках наблюдаются псевдоморфозы по морозобойным клиньям, а в оторфованном суглинке в средней части разреза — разрывные нарушения криогенного характера. По общей органике из этого суглинка получена дата 26300 ± 500 л.н. (ГИН-14576), а по растительному детриту из суглинистого прослоя в подошве разреза — 35750 ± 1200 л.н. (ГИН-14346).

Разрез **Кылтовка** (см. рис. 1, № 6) общей мощностью 13 м, расположенный в обнажении террасы на правом берегу р. Кылтовка — притока р. Вымь (правого притока Вычегды), описан ранее [Лавров, Потапенко, 2005]. Для него были получены три конечные ^{14}C даты, относящиеся к средневалдайскому времени (см. таблицу). В разрезе обнажаются пески разнозернистые, промытые, или глинистые, горизонтально- или неясно-слоистые, иногда с линзами гравия и гальки. Они чередуются с плотными, серыми, с неясной слоистостью алевритами, содержащими линзы торфа с древесиной. По стволу ели из песка на глубине 11.2 м была получена дата 47520 ± 1000 (ЛУ-566), а по торфу и древесине из алеврита на глубине 5 и 6.7 м — 39170 ± 470 (ЛУ-588) и 42100 ± 1700 (ГИН-606) [Лавров, Потапенко, 2005].

Разрез **Байка** (№ 7, $61^{\circ}16'12.33''$ с.ш., $46^{\circ}48'11.86''$ в.д.) в обнажении высотой 18 м располагается в низовьях Вычегды, на левом берегу (см. рис. 1), и ранее изучался коллективом исследователей [Sidorchuk et al., 2001]. В 2012 г. здесь была вскрыта 15-метровая терраса. Верхняя часть разреза, представленная пачками слоистых песков разной размерности, спорово-пыльцевым методом синхронизирована с максимумом последнего оледенения, а перекрывающие их суглинки покровного типа — с позднеледниковьем [Sidorchuk et al., 2001]. Средневалдайские отложения вскрываются здесь в основании разреза и представлены оторфованными суглинками, перекрытыми горизонтально-слоистыми песками (см. рис. 2). По-видимому, здесь представлены разные фации аллювия, от старичного в виде линзы погребенного торфа до руслового (горизонтально-слоистые пески). Кроме того, на высоте ~ 5 м от уреза воды вскрывается органогенный горизонт, разбитый морозобойными клиньями (псевдоморфозами) и по сути являющийся погребенной почвой. Для нее получена дата 44050 ± 1200 (ГИН-14866).

Разрез **Толоконка** (№ 8, $61^{\circ}45'55.45''$ с.ш., $45^{\circ}28'20.99''$ в.д.) известен в обнажении длиной более 10 км в правом берегу р. Северная Двина, в 100 км ниже устья Вычегды (см. рис. 1). Разрез изучался командой Норвежской геологической службы совместно с представителями Института озероведения РАН [Larsen et al., 2013; Lyså et al., 2014]. Авторами данной статьи обнажение изучалось в 2012 г. Разрез имеет мощность 28—30 м и вскрывает террасу со сложным строением цоколя (см. рис. 2). Основное обнажение (длиной 4 км) состоит из двух частей. В нижней по течению части содержится архив последних 120 тыс. лет: в подошве разреза вскрываются оторфованные суглинки и торфа микулинского возраста [Зарецкая и др., 2013] с древесиной и костями мегафауны. Отложения, относимые к средневалдайскому времени, вскрываются в средней части разреза и представлены переслаивающимися песками и

алевритами с морозобойными трещинами. В кровле этой толщи прослеживается слой суглинистого торфа мощностью от 20 до 80 см, по которому ранее было проведено параллельное ^{14}C и $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирование [Максимов и др., 2011]. Радиоуглеродная дата, полученная из кровли слоя торфа — 33270 ± 350 (ГИН-14173), из подошвы — 37800 ± 600 (ГИН-14175) (см. таблицу). Калиброванный возраст лежит в интервале 45.2 и 37.5 т.л.н. (кал.) и хорошо согласуется с результатами уран-ториевого датирования [Максимов и др., 2011]. Подстилающие и перекрывающие пески, возможно, также относятся к средневалдайскому времени, однако результаты их ОСЛ-датирования неоднозначны [Lyså et al., 2014].

Выше по течению в разрезе террасы вскрываются в основном песчаные и песчано-суглинистые отложения (аллювий от руслового до старичного). Средневалдайские осадки слагают здесь нижнюю часть разреза и представлены пачкой песков с горизонтальной, косой и наклонной слоистостью, с прослоями гравия и редкими включениями галек. Из древесины в кровле горизонта среднезернистых песков в 5 м над урезом воды получена дата 27830 ± 600 (ГИН-14875), из вышележащей толщи суглинка с рассеянным растительным детритом по общему углероду — дата 29790 ± 800 (ГИН-14876).

В 15 км выше по течению в разрезе той же мощности вскрываются горизонтально- и косослоистые пески и галька, по-видимому, аллювиального происхождения (см. рис. 2). В подошве разреза прослеживается маломощный горизонт оторфованного суглинка, по которому получена дата 24570 ± 140 (ГИН-14874).

На всем протяжении разреза Толоконка в средней его части прослеживается пачка ленточно-подобных суглинков, являющаяся стратиграфическим репером обнажения (см. рис. 2). По-видимому, она представляет собой отложения подпрудного приледникового озера, синхронного максимуму последнего оледенения.

Для осадков, подстилающих валдайскую морену в обнажении, расположенном в 10 км севернее г. Шенкурск, на правом берегу р. Вага имеется радиоуглеродная дата 24900 ± 470 лет (Vib-40) [Останин и др., 1979] (см. таблицу). Также были получены данные из долины р. Кулая — правого притока Ваги (№ 9). Здесь в левом берегу изучено 18-метровое обнажение 2-й террасы, в котором вскрываются аллювиальные пески (см. рис. 2). В подошве разреза был найден прослой растительного детрита в суглинистых отложениях, по которому была получена дата 21450 ± 110 (ГИН-14869).

Разрезы Кольского побережья Белого моря

Морские осадки средневалдайского межстадиала со значительной долей достоверности установлены в разрезе Каменка, с меньшей долей вероятности — в разрезе Большая Кумжевая.

Разрез Каменка (№ 10, $66^{\circ}05'41''$ с.ш.; $38^{\circ}17'10''$ в.д.) находится на правом берегу р. Каменка в 4700 м от ее устья (см. рис. 1), где размывается восточная оконечность пологого холма с абсолютной отметкой около 45 м н.у.м. Межстадиальные средневалдайские отложения здесь представлены морскими (mIII_{ln}, рис. 3) литоральными и сублиторальными осадками (снизу вверх):

- темно-серым плотным суглинком с гравием, галькой, валунами, фрагментами раковин моллюсков (мощность 2 м);

- маломощными (около 0.4 м) бурыми галечно-гравийно-песчаными отложениями с глиной и алевритом, песчано-гравийными конгломератами, глинистыми окатышами, сильно выветрелыми гальками подстилающих гнейсов;

- сизым массивным суглинком и супесью с комковатой текстурой, с песком, гравием и мелкой галькой (мощность около 1 м), разделенных с нижележащими галечно-гравийно-песчаными отложениями четкой границей, подчеркнутой цементацией и ожелезнением (размыв);

- буровато-серой супесью с разнозернистым песком, гравием, галькой, мелкими валунами, субфоссилиями моллюсков, с песчаными линзами и прослойками, с неясной листоватой горизонтальной слоистостью (мощностью около 1.0 м).

Фрагменты и створки субфоссильных раковин моллюсков представлены арктическими и арктобореальными видами *Astarte crenata* Gray, *A. crenata* var. *crebricostata* Andr. et Forb., *Mya* sp. (*truncata*?), *Chlamys islandicus* Müll [Граве и др., 1969]. Наличие обломков раковин *Astarte crenata* в самой нижней части морской толщи позволило предположить, что вмещающие их отложения формировались в условиях микулинского межледниковья. Однако при изучении диатомовой флоры типичных тепловодных ее представителей, свойственной бореальной трансгрессии, не установлено, хотя отмечены единичные створки относительно большого количества переотложенных третичных и меловых видов диатомовых [Граве и др., 1969], а также *Silicoflagellata* и радиолярии. В составе диатомовой флоры установлены *Isthmia nervosa* Ktz., *Isthmia* sp., *Rhabdonema* sp. (*arcuatum*?), *Melosira sulcat* (Her.) Ktz., а также спикулы губок.

В.С. Гунова по составу палиноморф выделила в толще две палинозоны (ПЗ) [Граве и др., 1969]. Первая ПЗ соответствует самой нижней части толщи, из которой по раковинам моллюсков методом ЭПР были получены даты 58.7 ± 4.4 тыс.лет. (Tln 344-073) и 52 ± 4.3 (RLQG 416-119) (см. таблицу).

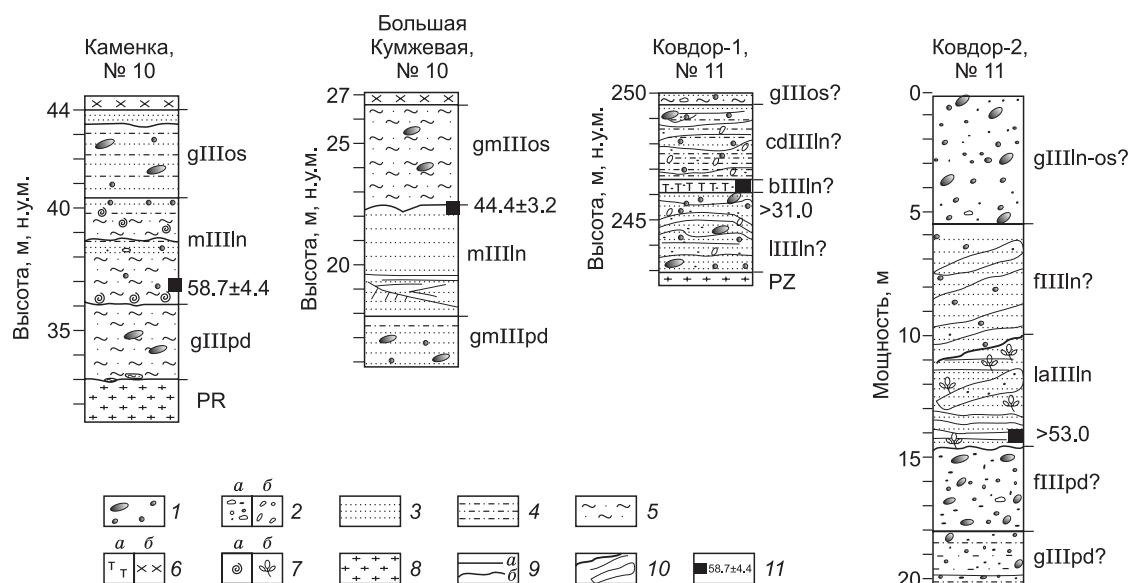


Рис. 3. Разрезы с датированными морскими и континентальными отложениями ленинградского горизонта для Кольского региона.

Разрезы Каменка, Большая Кумжевая, по [Корсакова и др., 2004], Ковдор-1, по [Арманд, 1969] и Ковдор-2, по [Евзеров и др., 1980]. Положение соответствующих обнажений показано на рис. 1. Индексами обозначено: подпорожский горизонт: gIIIpd — морена, gmIIIpd — ледниково-морские, fIIIpd — флювиогляциальные осадки; ленинградский горизонт: mIIIln — морские, laIIIln — озерно-аллювиальные, lIIIln — озерные, bIIIln — биогенные, cdIIIln — коллювиально-делювиальные, fIIIln — флювиогляциальные осадки; ошастковский горизонт: gIIIos — морена, gmIIIos — ледниково-морские осадки; PR и PZ — протерозойские и палеозойские коренные породы.

1 — валуны; 2 — гравий, галька (a), щебень, дресва (b); 3 — песок; 4 — супесь; 5 — суглинок; 6 — торф (a), почва (b); 7 — раковинный детрит и раковины моллюсков (a), макроостатки растений (b); 8 — дочетвертичные породы; 9 — границы слоев (a), поверхность размыва (b); 10 — текстуры; 11 — геохронологические пробы и датировки.

Зона отличается доминированием спор и небольшим количеством пылицы деревьев и трав. Вторая ПЗ соответствует оставшейся большей части морских отложений. В ней по-прежнему преобладают споры, однако заметно увеличивается количество пылицы деревьев и травянистых растений. Комплекс палиноморф характеризует фазу березово-сосновых редкостойных лесов с примесью ели. При накоплении осадков самой верхней части этой толщи несколько повысилась континентальность климата, на что указывает увеличение пылицы карликовой березы и полыней.

Межстадиальный характер морских осадков из разреза Каменка был подтвержден и заключением Г.В. Степановой, установившей в соответствующих отложениях небогатый комплекс немногочисленных фораминифер, среди которых доминирует *Cibicides rotundatus*, также во всех образцах встречены *Islandiella helenae* и *Cassidulina subacuta* [Астафьев и др., 20126].

Средневалдайские морские отложения в разрезе Каменка залегают на буром валунном суглинке, плотном, с неясными плитчатыми текстурами, с четкой верхней границей (gIIIpd, см. рис. 3) — предположительно ледниковые осадки подпорожского [Korsakova, 2009] или московского [Граве и др., 1969] горизонтов. Еще один слой ледниковых отложений, представленных бурой валунной супесью с большим количеством гальки и гравия и отнесенный уже к ошастковскому ледниковому горизонту (gIIIos, рис. 3), образует кровлю разреза.

На Кольском полуострове наличие морских средневалдайских осадков подтверждено ИК-ОСЛ датировкой, выполненной А.Н. Молодьковым для песчанистых отложений, слагающих аккумулятивную морскую террасу на Терском берегу и вскрытых в разрезе **Большая Кумжевая**. Здесь в долине реки были датированы пески у самой кровли морской толщи, перекрытой с размывом ледниково-морскими отложениями (см. рис. 3). Полученный возраст составил 44.4 ± 3.2 тыс. лет. (см. таблицу).

Континентальные разрезы Кольского региона

В юго-западной части Кольского региона в районе г. Ковдор средневалдайские толщи, обследованные здесь в четырех разрезах, были вскрыты в восточной стенке железорудного карьера рудника Железный [Арманд, 1969; Евзеров, Кошечкин, 1980; Евзеров и др., 1980]. Здесь озерные, озерно-аллювиальные и болотные образования находились между ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями

на высоте примерно 250 м н.у.м. Позже при эксплуатации и расширении карьера они были уничтожены. Радиоуглеродные даты, полученные в середине прошлого века по осадкам из двух разрезов (Ковдор-1 и Ковдор-2, см. рис. 3), являются всего лишь грубой геохронологической меткой и не позволяют провести корректную корреляцию с другими разрезами. По имеющимся описаниям [Арманд, 1969], в одном из разрезов (Ковдор-1) средневалдайская толща была представлена (снизу вверх): несортированными и слабосортированными песчано-галечными, супесчано-песчаными, торфянистыми и супесчаными с дресвой и валунами отложениями общей мощностью 6.5 м, залегавшими под 50-сантиметровым слоем ледниковых осадков. В середине этой многослойной толщи была обследована линза темно-коричневого сильно уплотненного торфа мощностью 30 см. Возраст торфа составил >31000 ^{14}C лет (ГИН-484, ГИН 484г) [Кинд, 1973]. Спорово-пыльцевой анализ осадков межстадиальной толщи с линзой торфа показал, что они накапливались в обстановках чередований лесотундры и тундры. Диатомовые водоросли представлены пресноводными холодолюбивыми арктоальпийскими видами.

В другом обнажении (Ковдор-2) из этого же карьера [Евзеров, Кошечкин, 1980] средневалдайская толща была сложена озерно-аллювиальными отложениями общей мощностью 3.0—3.8 м, представленными тонко- и мелкозернистым песком с обильными растительными остатками, с линзами крупнозернистого песка и песка с галькой (см. рис. 3, laIIIп). Эта толща находилась между слоями флювиогляциальных отложений песчано-гравийно-галечного состава, причем нижний из этих слоев (fIIIp?) подстилался, а верхний (fIIIп?) был перекрыт мореной. Возраст осадков в основании средневалдайской толщи составил >53000 ^{14}C лет (TIn-305) (см. таблицу). При формировании озерно-аллювиальных межстадиальных отложений на прилегающей территории была представлена тундровая и лесотундровая растительность [Евзеров и др., 1980].

Еще в двух обнажениях (Ковдор-3 и -4) этого же карьера были описаны [Евзеров, Кошечкин, 1980] три слоя предположительно ледниковых отложений, которые разделялись линзами флювиогляциальных валунно-галечных и песчаных отложений мощностью от 0.1 до 7.0 м. Под средним слоем морены в одном из обнажений на плотном диамиктоне нижнего ледникового горизонта эпизодически залежали предположительно средневалдайские субгоризонтально-слоистые супеси и суглинки мощностью до 0.4 м, а также прослой торфа мощностью от 1—2 до 7 см, прослеженный в обнажении на протяжении 15—16 м, местами деформированный, разорванный. Отдельные его фрагменты встречались и в основании среднего слоя ледниковых отложений, лежащих выше. Состав пыльцы в субгоризонтально-слоистых супесях и суглинках беден и свидетельствует о развитии на прилегающей территории тундровой растительности, а при накоплении торфа была представлена лесотундра. В работе [Астафьев и др., 2012а] для флювиогляциальных отложений приведена непривязанная дата в 43.5 тыс. лет, полученная в результате термолюминесцентного анализа.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные данные позволяют предложить сценарий развития Северодвинского региона и принимающего бассейна Белого моря в длительный период, начиная с 59 до 24 т.л.н.

Для понимания природной обстановки здесь в средневалдайское время (МИС 3) важными являются представления о предшествующем ледниковом периоде (МИС 4). Исследования группы QUEEN [Svendsen et al., 2004] показали, что оледенение, предшествовавшее средневалдайскому времени, охватывало Фенноскандию, Баренцево, Карское и частично Белое моря. Бассейн Северной Двины и внутренняя часть (Бассейн) Белого моря были свободны ото льда, а южная граница ледника здесь проходила по южному берегу Кольского полуострова и пересекала Горло Белого моря в юго-восточном направлении. Иного мнения придерживаются норвежские исследователи [Lyså et al., 2011]. В соответствии с их интерпретацией разреза Курьядор, пачка светлых песков в средней части разреза (см. рис. 2) откладывалась в обстановке подпружного приледникового Беломорского озера, возраст которого оценивается в 65—57 т.л.н. [Lyså et al., 2011]. Однако других свидетельств существования такого бассейна не приводится. Согласно нашей интерпретации, светлые пески в разрезе Курьядор представляют собой аллювий фации затона р. Вычегда.

По-видимому, оледенение, предшествовавшее средневалдайскому времени, покрывало Кольский полуостров, захватывая восток его беломорского побережья. О распространении ледника в Кольском регионе и в Беломорской депрессии в МИС 4 и начале МИС 3 (ГС-16 и -15) и их дегляциации в раннюю МИС 3 (ГИ-13, -14) свидетельствуют имеющиеся данные по континентальным разрезам в районе г. Ковдор и разрез в долине Каменки. Данные, полученные по ковдорским разрезам, показывают, что по развитию лесотундровой и тундровой растительности здесь фиксировались два потепления и два похолодания климата. Первое из потеплений, последовавшее за дегляциацией территории, наиболее выражено и характеризуется развитием озерно-аллювиальных осадков в разрезе Ковдор-2 с датой $>53\ 000$ ^{14}C л.н. (см. рис. 3). В Беломорской депрессии в это время существовал холодноводный морской бассейн, чему

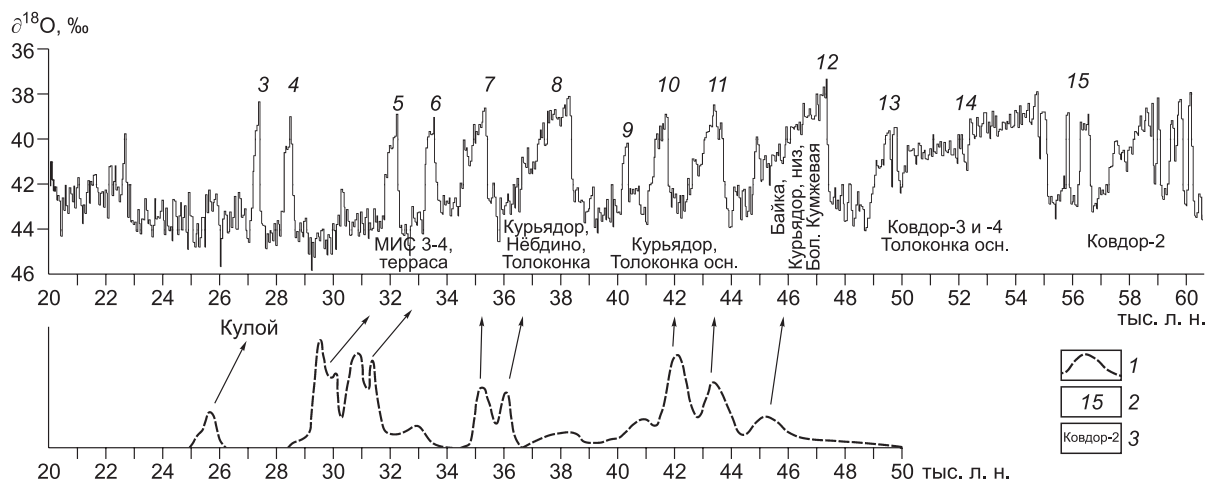


Рис. 4. Корреляция потеплений, зафиксированных в бассейне р. Северная Двина, с гренландскими интерстадиалами (ГИ) [Rasmussen et al., 2014].

1 — график распределения радиоуглеродных калиброванных дат; 2 — гренландские интерстадиалы; 3 — разрезы, для которых получены соответствующие даты.

не противоречат данные [Корсакова и др., 2004] и ЭПР-даты (см. таблицу) по разрезу Каменка [Корсакова и др., 2004; Астафьев и др., 2012б]. Как можно судить по ковдорским разрезам, второе потепление МИС 3 в западной части Кольского региона последовало за подвижкой Скандинавского ледника, граница которого в раннюю МИС 3 (ГИ-14) находилась в Восточной Финляндии [Helmens et al., 2009]. В это время в бассейне Белого моря по-прежнему существовал морской водоем, чему не противоречат данные по разрезу Большая Кумжевая (см. рис. 3). С указанным потеплением связано формирование торфа в разрезе Ковдор-1 (см. рис. 3), а также валунно-галечных и песчаных отложений в разрезах Ковдор-3 и -4, залегающих на второй сверху морене и датированных в 43.5 тыс. лет (см. таблицу). Кроме того, данные, основанные на модельных построениях климата [Kjellström et al., 2010], свидетельствуют о безледных условиях, которые имели место в Восточной Фенноскандии не только в течение ГИ-14, но и позже, начиная с ГИ-12, т.е. ранее 44 т.л.н. Было установлено, что в Северной Европе ГИ-12 характеризовался климатом более холодным, чем современный, но значительно более теплым, чем во время последнего ледникового максимума [Bond et al., 1993; Johnsen et al., 2001; Henriksen et al., 2007].

В соответствии с вышеизложенным во время холодной МИС 4 и в начале МИС 3 (ГИ-16—13) не прекращался сток Северной Двины и ее притоков на север, в бассейн Белого моря. В результате накапливались аллювиальные пески, которые вскрываются в нижней части разреза Толоконка, перекрывая непосредственно межледниковые микулинские (МИС 5-е) торфы и оторфованные суглинки с фауной и остатками древесины (см. рис. 2), а также пески, вскрывающиеся в разрезах 3-й надпойменной террасы в нижнем течении Вычегды. Дальнейшая история средневалдайского времени в бассейне Северной Двины уже подкреплена геохронометрическими данными. Накоплен представительный массив радиоуглеродных дат (более 30 определений), которые подтверждены данными уран-ториевого датирования, а также не противоречат результатам ОСЛ-датирования минеральных осадков (см. таблицу). Полученный график распределения калиброванных дат (рис. 4) можно сравнивать с другими календарными архивами, в том числе с изотопно-кислородной кривой NGRIP [NGRIP members..., 2004] и событийной климатостратиграфической летописью [Rasmussen et al., 2014].

В процессе обработки полученных данных было установлено, что разрезы бассейна Северной Двины демонстрируют аллювиальное осадконакопление в условиях неустойчивого положения базиса эрозии и постоянно меняющегося климата. Их можно разделить на две группы. К первой группе относятся разрезы так называемой «средневалдайской» 2-й террасы (см. рис. 2); высота таких террас над современным урезом располагается в интервале от 15 до 28—30 м, и они вмещают в себя отложения почти всего средневалдайского времени (МИС 3). Большая же часть разрезов вскрывает 1-ю террасу, формировавшуюся в конце среднего валдая (МИС 3-4 терраса, см. рис. 2). Высота этой террасы не превышает зачастую высоты голоценовой поймы, т. е. 5—7 м над современным урезом воды. Терраса сложена косо- и горизонтально-слоистыми песками русловой фации аллювия, иногда с синкриогенными деформациями, а в подошве (часто почти на уровне уреза воды) встречаются маломощные горизонты погребенного органогенного материала, представленного торфом, оторфованным суглинком, расти-

тельным детритом. Возраст этих органогенных горизонтов обычно составляет 28—24 тыс. радиоуглеродных лет.

Длительному потеплению, соответствующему ГИ-12 (~47–44.5 кал. т.л.н.), в бассейне Северной Двины могут быть синхронными погребенная почва в разрезе Байка с датой 44050 ± 1200 (ГИН-14866) и прослой оторфованного суглинка из разреза Курьядор с датой 41700 ± 600 (ГИН-14324) (см. таблицу; рис. 2, № 1, 7). По-видимому, для бассейна р. Северной Двины именно ГИ-12 можно считать первым «оптимумом» средневалдайского времени, в то время как, по данным гренландских кернов и по данным для Финляндии и Швеции, наиболее выраженным и длительным потеплением МИС 3 был ГИ-14 [Huber et al., 2006; Wohlfarth, 2010]. Последующая криогенная деформация почвы, фиксирующаяся в разрезе Байка, может отражать похолодание (ГС-12), проявленное и на кривой NGRIP (см. рис. 4). В то же время, вероятно, сформировались криогенные деформации в светлых аллювиальных песках разреза Курьядор (см. рис. 2, № 1). В приемном бассейне — Белом море — в это время существовал морской водоем, о чем свидетельствуют морские пески из разреза Б. Кумжевая с возрастом 44 т.л.н. [Корсакова и др., 2004].

Следующее потепление (~44—42 кал. т.л.н.) имеет отклик на полученном нами графике в виде двух плотностных пиков, соответствующих ГИ-11 и -10 и располагающемуся между ними похолоданию ГС-11. Во время этого потепления, длившегося около 2 тыс. лет, накапливались органогенные горизонты разрезов Курьядор (в том числе погребенная почва) и Толоконка (погребенный оторфованный суглинок) (см. рис. 2, № 1, 8). Последовавшее затем похолодание (ГС-10 и -9), зафиксированное и на Печорской низменности, в разрезах бассейна Северной Двины характеризовалось накоплением толщ русловой фации аллювия, кроме разреза Курьядор и его окрестностей, где доминировали субэральные обстановки осадконакопления. По-видимому, похолодание было достаточно длительным и глубоким, так как в разрезе Курьядор горизонт погребенной почвы и нижележащие пески (см. рис. 2, № 1) сильно криотурбированы.

Следующее потепление, фиксирующееся и в разрезах, и на графике (возраст ~36.3—35 т.л.н.), коррелирует с ГИ-8с, ГС-8 и всеми фазами ГИ-7. Ему соответствуют верхние горизонты органогенной толщи разреза Курьядор, нижний органогенный горизонт разреза Нёбдино и органогенные горизонты разреза Толоконка (см. рис. 2, № 1, 5, 8). Во время последовавшего похолодания накапливались аллювиальные пески.

Длительное потепление, фиксирующееся в подошвах практически всех разрезов 1-й МИС 3-4 террасы (Нем, Озьяг III, Сторожевск, Нёбдино, Толоконка верхняя), коррелирует с ГИ-5.1, ГС-5.1 и ГИ-6. В бассейне Северной Двины оно подразделяется на две фазы (31.9—30.3 и 30.2—29.2 кал. т.л.н.). На северо-востоке Европы это, по-видимому, второй из двух «оптимумов» средневалдайского времени. Во всех изученных разрезах террасы слои, перекрывающие органогенные отложения, несут в себе следы интенсивной синкриогенной (?) криотурбации и морозобойного растрескивания, в том числе и органогенных горизонтов, что, по-видимому, знаменует начало поздневалдайского длительного похолодания и последующего оледенения. Возможно, формированию террасы, в подошве которой вскрываются органогенные горизонты (см. рис. 2), датирующие это потепление, предшествовало врезание рек Вычегда и Северная Двина, но пока подтверждающих данных мало.

Несмотря на начавшееся похолодание, в верховьях рек бассейна Северной Двины еще имели место кратковременные события органогенного осадконакопления. Горизонт погребенного оторфованного суглинка в разрезе Кулой (левый берег р. Кулая, правого притока Ваги), для которого получена дата ~26 кал.т.л.н., возможно, маркирует такой эпизод кратковременного потепления.

По-видимому, МИС 3 в бассейне Северной Двины была теплее, чем в соседнем бассейне Печоры. Это подтверждается и многочисленными остатками мамонтовой фауны, встречающейся в разрезах 2-й террасы рек Печорского бассейна: вероятно, безлесные перигляциальные ландшафты благоприятствовали развитию мамонтовой фауны и, соответственно, способствовали миграции палеолитического человека, следы которого мы видим на стоянках Бызовая и Мамонтовая Курья (Астахов, Свенсен, 2011 г.). В бассейне Северной Двины во время потеплений МИС 3 реконструируются хвойные и хвойно-мелколиственные леса в сочетании с тундростепью, а по двум разрезам (Курьядор и Байка) установлено развитие богатых гумусом погребенных почв, хотя костных остатков мегафауны (в том числе и в виде подъемного материала) в средневалдайских отложениях найдено не было.

ВЫВОДЫ

Таким образом, средневалдайское время на территории северо-востока Европы было периодом повторяющихся резких неоднократных изменений климата, что находило отражение в реакции природной системы, следы которой мы «читаем» в изученных нами разрезах. По уже имеющимся данным, можно выделить 12 эпизодов потеплений и похолоданий. На графике распределения плотности вероятности наблюдаются «сдвиги» пиков плотности дат относительно пиков потеплений на кривой NGRIP в

сторону омоложения, что отражает «запаздывание» реакции флювиальной и морской систем на климатические события.

Из представленных данных вытекают следующие основные выводы. В течение всего средневалдайского времени, соответствующего МИС 3, в бассейне Белого моря существовал морской водоем, в который осуществлялся сток р. Северная Двина, и в ее бассейне в условиях неустойчивого положения базиса эрозии и постоянно меняющегося климата имело место аллювиальное осадконакопление. При этом последовательно, возможно, с промежуточным этапом врезания формировались две надпойменные террасы, осадки которых вскрыты изученными разрезами. На северо-востоке Европы наиболее теплые интервалы, которые можно отнести к оптимальным, проявились во временном диапазоне 47—43 и 31.3—29.2 кал. т.л.н. По имеющимся датировкам, для изученных разрезов бассейна р. Северной Двины пока не выявлены наиболее ранние средневалдайские потепления, соответствующие ГИ-16-13.

Основной массив исследований выполнен при поддержке РФФИ (грант 17-05-00706), в рамках Госзадания по теме ГИН РАН (№ 0135-2019-0059) и ИГ РАН (№ 0127-2019-0008), и частично по теме ГИ КНЦ РАН № 0231-2015-0010; исследования разрезов в устье Вычегды поддержаны РНФ (проект 17-17-01289).

ЛИТЕРАТУРА

Арманд А.Д. Паудорфский межстадиал в юго-западной части Мурманской области // Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова. Л., Наука, 1969, с. 63—79.

Андреичева Л.Н. Палеогеографические обстановки формирования отложений в опорном разрезе верхнего плейстоцена «Курьядор» на Европейском Северо-Востоке // Литосфера, 2011, № 2, с. 122—127.

Андреичева Л.Н., Марченко-Вагапова Т.И., Буравская М.Н., Голубева Ю.В. Природная среда неоплейстоцена и голоцена на европейском северо-востоке России. М., ГЕОС, 2015, 224 с.

Арсланов Х.А. Геохронологическая шкала позднего плейстоцена Русской равнины // Геохронология четвертичного периода. М., Наука, 1992, с. 11—19.

Арсланов Х.А., Лавров А.С., Лядов В.В., Никифорова Л.Д., Потапенко Л.М., Тертычная Т.В. Радиоуглеродная геохронология и палеогеография средневалдайского интервала и последнего ледникового покрова на северо-востоке Русской равнины // Геохронология четвертичного периода. М., Наука, 1980, с. 68—81.

Арсланов Х.А., Лавров А.С., Никифорова Л.Д. О стратиграфии, геохронологии и изменениях климата среднего и позднего плейстоцена и голоцена на северо-востоке Русской равнины // Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М., Наука, 1981, с. 37—52.

Астафьев Б.Ю., Богданов Ю.Б., Воинова О.А., Воинов А.С., Горбачевич Н.Р., Журавлев В.А., Ногина М.Ю., Парамонова М.С., Проскурин Г.Ю., Рыбалко А.Е., Семенова Л.Р., Суриков С.Н., Шкарубо С.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Q-(35), 36 — Апатиты. Объяснительная записка. СПб., ВСЕГЕИ, 2012а, 436 с.

Астафьев Б.Ю., Богданов Ю.Б., Воинова О.А., Воинов А.С., Журавлев В.А., Ногина М.Ю., Парамонова М.С., Пешкова И.Н., Поляков А.А., Рыбалко А.Е., Солонина С.Ф., Семенова Л.Р., Суриков С.Н., Шаров Н.В., Шкарубо С.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Q-37 — Архангельск. СПб., ВСЕГЕИ, 2012б, 302 с.

Волосович К.А. Заметки о постплиocene в нижнем течении Северной Двины // Материалы для геологии России, т. XX. 1900, с. 251—262.

Геохронология СССР, т. III. Новейший этап. Л., Недра, 1974, 359 с.

Граве М.К., Гунова В.С., Девятова Э.И., Лаврова М.А., Лебедева Р.М., Самсонова Л.Я., Черемисинова Е.А. Микулинское межледниковье на юго-востоке Кольского полуострова // Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова. Л., Наука, 1969, с. 25—56.

Гуслицер Б.И., Дурягина Д.А. Природные обстановки в бассейне Верхней Вычегды в средне — поздневалдайское время // Геология и полезные ископаемые европейского северо-востока СССР. Сыктывкар, 1983, с. 26—27.

Девятова Э.И. Природная среда позднего плейстоцена и ее влияние на расселение человека в Северодвинском бассейне и Карелии. Петрозаводск, 1982, 156 с.

Демидов И.Н. Геология и динамика новейшего периода формирования акватории Белого моря // Система Белого моря. Т. 1. Природная среда водосбора Белого моря / Ред. А.П. Лисицын. М., Науч. мир, 2010, с. 58—75.

- Евзеров В.Я., Кошечкин Б.И.** Палеогеография плейстоцена западной части Кольского полуострова. Л., Наука, 1980, 105 с.
- Евзеров В.Я., Каган Л.Я., Лебедева Р.М., Раямяэ Р.А.** Разрез валдайских отложений в окрестностях города Ковдора (юго-западная часть Мурманской области) // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Апатиты, Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1980, с. 112—125.
- Зарецкая Н.Е., Шеботинов В.В., Панин А.В., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Симакова А.Н.** Геохронология и дискуссионные вопросы палеогеографии позднего неоплейстоцена Вычегодско-Северодвинской флювиальной системы // Сборник статей по итогам VIII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода, Ростов-на-Дону (10–15 июня 2013 г.). 2013, с. 204—206.
- Заррина Е.П.** Геохронология и палеогеография позднего плейстоцена на северо-западе Русской равнины // Периодизация и геохронология плейстоцена. Л., 1970, с. 27—33.
- Иванова И.К.** Стратиграфия верхнего плейстоцена Средней и Восточной Европы, по данным изучения лессов // Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. М., Наука, 1966, с. 32—66.
- Карта** четвертичных образований масштаба 1:2 500 000 территории Российской Федерации: пояснительная записка. СПб., ВСЕГЕИ, 2013, 220 с. <http://www.vsegei.com/ru/info/quaternary-2500/>.
- Кинд Н.В.** Хронология позднего антропогена по радиометрическим данным // Итоги науки и техники, Сер. стратиграфия и палеонтология. Т. 4. М., 1973, с. 5—49.
- Кинд Н.В.** Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М., Наука, 1974, 256 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 257).
- Корсакова О.П., Молодьков А.Н., Колька В.В.** Геолого-стратиграфическая позиция верхнеплейстоценовых морских образований на юге Кольского полуострова (по геохронологическим и геологическим данным) // ДАН, 2004, т. 398, № 2, с. 218—222.
- Краснов И.И.** Четвертичные отложения и геоморфология Камско-Печорско-Вычегодского водораздела и прилегающих территорий // Материалы по геоморфологии Урала, 1948, вып. 1, с. 47—88.
- Лавров А.С., Потапенко Л.М.** Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. М., «Аэрогеология», 2005, 348 с.
- Лаврова М.А.** О стратиграфии четвертичных отложений Северной Двины от устья Ваги до Коноцгорья // Труды совещания секции ассоциации по изучению четвертичного периода INQUA. 1937, вып. 1, с. 152-173.
- Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Зарецкая Н.Е., Субетто Д.А., Шеботинов В.В., Жеребцов И.Е., Левченко С.Б., Кузнецов Д.Д., Ларсен Э., Лизо А., Йенсен М.** Первый опыт совместного $^{230}\text{Th}/\text{U}$ и ^{14}C датирования средневалдайских органогенных отложений // ДАН, 2011, т. 438, № 2, с. 222—226.
- Максимов Ф.Е., Зарецкая Н.Е., Шеботинов В.В., Кузнецов В.Ю., Успенская О.Н., Григорьев В.А., Кукса К.А.** Новые возможности радиоизотопного датирования погребенных органогенных отложений (на примере разреза Курьядор, долина Верхней Вычегды) // ДАН, Сер. геология, 2015, т. 462, № 6, с. 681–685. DOI: 10.7868/S0869565215180176.
- Останин В.Е., Атласов Р.Р., Букреев В.А., Левина Н.Б.** Краевые образования и граница валдайского оледенения в бассейне Ваги // Геоморфология, 1979, № 1, с. 72—76.
- Постановление** Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 33. СПб., ВСЕГЕИ, 2002, 56 с.
- Спиридонова Е.А.** Палинологическая характеристика средневалдайского мегаинтерстадиала и ее значение для восстановления истории развития флоры и растительности Русской равнины // Бюл. КИЧП, № 52, М., Наука, 1983, с. 42—57.
- Bond G., Broecker W., Johnsen S., McManus J., Labeyrie L., Jouzel J., Bonani G.** Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice // Nature, 1993, v. 365, p. 143—147.
- Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Hvidberg C.S., Steffensen J.P., Sveinbjörnsdóttir A.E., Jouzel J., Bond G.** Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record // Nature, 1993, v. 364, p. 218—220.
- Engels S., Bohncke S.J.P., Bos J.A.A., Brooks S.J., Heiri O., Helmens K.F.** Chironomid-based palaeotemperature estimates for northeast Finland during Oxygen Isotope Stage 3 // J. Paleolim, 2008, v. 40, p. 49—61.
- Hättestrand M., Robertsson A.-M.** Weichselian interstadials at Riipiharju, northern Sweden — interpretation of vegetation and climate from fossil and modern pollen records // Boreas, 2010, v. 39, p. 296—311.
- Helmens K.F., Bos J.A.A., Engels S., Van Meerbeek C.J., Bohncke S.J.P., Renssen H., Heiri O., Brooks S.J., Seppä H., Birks H.J.B., Wohlfarth B.** Present-day temperatures in northern Scandinavia during the last glaciation // Geology, 2007, v. 35, p. 987—990.

Helmens K.F., Risberg J., Jansson K.N., Weckström J., Berntsson A., Kaislahti-Tillman P., Johansson P.W., Wastegård S. Early MIS 3 glacial lake evolution, ice-marginal retreat pattern and climate at Sokli (northeastern Fennoscandia) // *Quat. Sci. Rev.*, 2009, v. 28, p. 1880—1894.

Henriksen M., Mangerud J., Matiouchkov A., Murray A. S., Paus A., Svendsen J. Intriguing climatic shifts in a 90 kyr old lake record from northern Russia // *Boreas*, 2007, v. 37, p. 20—37.

Huber C., Leuenberger M., Spahni R., Flückiger J., Schwander J., Stocker T. F., Johnsen S. J., Landais A., Jouzel J. Isotope calibrated Greenland temperature record over Marine Isotope Stage 3 and its relation to CH₄ // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, v. 243, p. 504—519.

Jansen E. The use of stable oxygen and carbon isotope stratigraphy as a dating tool // *Quat. Int.*, 1989, № 1, p. 151—166.

Johnsen S.J., Dahl-Jensen D., Gundestrup N., Steffensen J.P., Clausen H.B., Miller H., Masson-Delmotte V., Sveinbjörndóttir A.E., White J. Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP // *J. Quat. Sci.*, 2001, v. 16, p. 299—307.

Imbrie J., Hays J.D., Martinson D.G., McIntyre A., Mix A.C., Morley J.J., Pisias N.G., Prell W.L., Shackleton N.J. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine d¹⁸O record / Ed. A.L. Berger // *Milankovitch and climate*, D. Reidel Publishing Company, Norwell, MA, 1984, vol. 1, p. 269—305.

Kjellström E., Brandefelt J., Näslund J.-O., Smith B., Strandberg G., Voelker A.H.L., Wohlfarth B. Simulated climate conditions in Europe during the Marine Isotope Stage 3 stadial // *Boreas*, 2010, v. 39, p. 436—456.

Korsakova O.P. Pleistocene marine deposits in the coastal areas of Kola Peninsula (Russia) // *Quat. Int.*, 2009, v. 206, p. 3—15.

Lambeck K., Chappell J. Sea level change through the Last Glacial cycle // *Science*, 2001, v. 292, p. 679—686.

Larsen E., Kjær K.H., Demidov I.N., Funder S., Grøsfjeld K., Houmark-Nielsen M., Jensen M., Linge H., Lysa A. Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia // *Boreas*, 2006, v. 35, p. 394—424.

Lyså A., Jensen M., Larsen E., Fredin O., Demidov I. Ice-distal landscape and sediment signatures evidencing damming and drainage of large proglacial lakes, northwest Russia // *Boreas*, 2011, v. 40, № 3, p. 481—497.

Lyså A., Larsen E., Buylaert J.-P., Fredin O., Jensen M., Kuznetsov D., Murray A.S., Subetto D.A., Van Welden A. Late Pleistocene stratigraphy and sedimentary environments of the Severnaya Dvina-Vycheгда region in northwestern Russia // *Boreas*, 2014, v. 43, № 4, p. 759—779. doi: 10.1111/bor.12080.

Molodkov A., Bitinas A. Sedimentary record and luminescence chronology of the Lateglacial and Holocene aeolian sediments in Lithuania // *Boreas*, 2006, v. 35, № 2, p. 244—254.

Molodkov A., Dreimanis A., Āboltiņš O., Raukas A. The ESR age of *Portlandia arctica* shells from glacial deposits of Central Latvia: an answer to a controversy on the age and genesis of their enclosing sediments // *Quat. Sci. Rev.*, 1998, v. 17, p. 1077—1094.

NGRIP members. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period // *Nature*, 2004, № 431, p. 147—151.

Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P., Blunier Th., Buchardt S.L., Clausen H.B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S.J., Fischer H., Gkinis V., Guillevic M., Hoek W.Z., Lowe J.J., Pedro J.B., Popp T., Seierstad I. K., Steffensen J. P., Svensson A. M., Vallenga P., Vinther B. M., Walker M. J.C., Wheatley J.J., Winstrup M. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy // *Quat. Sci. Rev.*, 2014, v. 106, p. 14—28.

Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Burr G.S., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., McCormac F.G., Manning S.W., Reimer R.W., Richards D.A., Southon J.R., Talamo S., Turney C.S.M., van der Plicht J., Weyhenmeyer C.E. IntCal09 and Marine09 Radiocarbon Age Calibration Curves, 0–50,000 Years cal BP // *Radiocarbon*, 2009, 51, № 4, p. 1111—1150.

Sidorchuk A., Panin A., Borisova O., Kovalyukh N. Lateglacial and Holocene palaeohydrology of the lower Vycheгда river, western Russia // *River basin sediment systems: Archives of environmental change* / Eds. D. Maddy, M.G. Macklin, J.C. Woodward. Rotterdam, Balkema Publishers, 2001, p. 265—295.

Spötl C., Mangini A., Richards D.A. Chronology and paleoenvironment of Marine Isotope Stage 3 from two high-elevation speleothems, Austrian Alps // *Quat. Sci. Rev.*, 2006, v. 25, p. 1127—1136.

Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funder S., Gataulin V., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.W., Ingélfsson 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. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quat. Sci. Rev.*, 2004, v. 23, p. 1229—1271.

Velichko A.A., Faustova M.A., Pisareva V.V., Gribchenko Yu.N., Sudakova N.C., Lavrentiev N.V. Glaciations of the East European Plain: distribution and chronology // *Quaternary glaciations — extent and chronology. A closer look.* Elsevier, 2011, v. 15, p. 337—361.

Wohlfarth B. Ice-free conditions in Sweden during Marine Oxygen Isotope Stage 3? // *Boreas*, 2010, v. 39, № 2, p. 377—398.

Wohlfarth B., Veres D., Ampel L., Lacourse T., Blaauw M., Preusser F., Andrieu-Ponel V., Kéramis D., Lallier-Vergès E., Björck S., Davies S.M., de Beaulieu J.-L., Risberg J., Hormes A., Kasper H.U., Possnert G., Reille M., Thouveny N., Zander A. Rapid ecosystem response to abrupt climate changes during the last glacial period in western Europe, 40–16 ka // *Geology*, 2008, v. 36, p. 407—410.

Zaretskaya N.E., Maksimov F.E., Subetto D.A., Kuznetsov V.Yu., Shebotinov V.V. Kur'jador key-section within the Upper Vychehda — a palaeoenvironmental archive of the European North-East // Abstracts of the INQUA PeriBaltic working group workshop, Valday, September 12—17, 2007a, p. 475—476.

Zaretskaya N.E., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D. Radiocarbon dating of large Holocene volcanic events within South Kamchatka (Russian Far East) // *Radiocarbon*, v. 49, № 2, 2007b, p. 1065—1078.

Zaretskaya N.E., Hartz S., Terberger T., Savchenko S.N., Zhilin M.G. Radiocarbon chronology of the Shigir and Gorbunovo archaeological bog sites, Middle Urals, Russia // *Radiocarbon*, 2012, v. 54, № 3–4, p. 783—794.

*Рекомендована к печати 26 июля 2018 г.
И.С. Новиковым*

*Поступила в редакцию 27 декабря 2017 г.,
после доработки — 24 июня 2018 г.*