

Возраст и хроностратиграфическое положение озерно-болотных отложений в бассейне р. Черной на севере Большеземельской тундры по результатам их $^{230}\text{Th}/\text{U}$ - и ^{14}C -датирования

Ф. Е. Максимов¹, Л. Н. Андреичева², В. Ю. Кузнецов^{1,3},
В. А. Григорьев¹, А. Ю. Петров¹, С. Б. Левченко¹,
Т. И. Марченко-Вагапова², Н. Г. Баранова¹

¹ Санкт-Петербургский государственный университет,
Российская Федерация, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7–9

² Институт геологии им. акад. Н. П. Юшкина
Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук,
Российская Федерация, 167982, Сыктывкар, ул. Первомайская, 54

³ Российский государственный педагогический университет им. А. И. Герцена,
Российская Федерация, 191186, Санкт-Петербург, наб. р. Мойки, 48

Для цитирования: Максимов, Ф. Е., Андреичева, Л. Н., Кузнецов, В. Ю., Григорьев, В. А., Петров, А. Ю., Левченко, С. Б., Марченко-Вагапова, Т. И., Баранова, Н. Г. (2021). Возраст и хроностратиграфическое положение озерно-болотных отложений в бассейне р. Черной на севере Большеземельской тундры по результатам их $^{230}\text{Th}/\text{U}$ - и ^{14}C -датирования. *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*, 66 (2), 289–309.
<https://doi.org/10.21638/spbu07.2021.206>

Основная цель настоящего исследования заключалась в выяснении хроностратиграфической позиции отложений озерно-болотной толщи в разрезе Ч-14, расположенном на субширотном участке р. Черной на севере Большеземельской тундры. Впервые приведены данные об их количественном возрасте и времени формирования, полученные на основе перекрестного датирования органосодержащих слоев $^{230}\text{Th}/\text{U}$ - и ^{14}C -методами. Ранее по результатам спорово-пыльцевого анализа озерно-болотные осадки были отнесены к бызовскому (средневалдайскому) интерстадиалу, как и озерные и аллювиальные отложения из разрезов Ч-3 и Ч-4 на этом же участке р. Черной. $^{230}\text{Th}/\text{U}$ - и ^{14}C -возрастные данные вполне согласуются между собой, особенно для нижней границы озерно-болотных отложений разреза Ч-14. Временной отрезок накопления озерно-болотной толщи оценивается примерно от 13.7–13.3 до ~12.0 тыс. л. н. Таким образом, ее формирование (10.5–6.5 м) происходило не в средневалдайское, а в поздневалдайское время — в интервале от начала аллерада до наступления похолодания позднего дриаса. Сделано предположение, что для Большеземельской тундры есть некоторое запаздывание позднеледниковых климатических событий по сравнению с их возрастной интерпретацией согласно гренландским изотопно-кислородным кривым. Впервые изохронное приближение $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -метода было применено к столь молодым континентальным органосодержащим отложениям. Ранее его использовали для датирования подобного типа осадков с возрастом не моложе МИС-3. Положительные результаты, представленные в настоящей работе, позволяют говорить о перспективности привлечения $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -метода к определению возраста позд-

неледниковых органогенных отложений и коррелируемых с ними климатических событий.

Ключевые слова: Большеземельская тундра, погребенные органосодержащие отложения, уран-ториевый ($^{230}\text{Th}/\text{U}$) и радиоуглеродный (^{14}C) методы датирования, позднеледниковые климатические события.

1. Введение

В последние десятилетия для установления количественного возраста погребенных континентальных отложений и их хроностратиграфической позиции в конкретном разрезе все чаще используют несколько методов геохронометрии. В частности, развивается комплексный подход на основе $^{230}\text{Th}/\text{U}$ - и ^{14}C -датирования одних и тех же органогенных отложений. В первую очередь $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -метод по отношению к ^{14}C -датированию позволяет существенно расширить временные пределы для определения количественного возраста органосодержащих отложений и, соответственно, межледниковых/межстадиальных этапов вплоть до 300–350 тыс. лет. Кроме того, совместное применение $^{230}\text{Th}/\text{U}$ - и ^{14}C -методов стало востребованным для датирования верхнеплейстоценовых отложений, возраст которых относится к временной области, близкой к пределу возможностей ^{14}C -метода — 30–50 тыс. лет.

На основании полученных в 60–70-х гг. прошлого века конечных ^{14}C -датировок межледниковых отложений для ряда опорных разрезов Сибири было сделано заключение о сопоставлении времени их формирования с третьей морской изотопной стадией (МИС-3). Однако позже, уже в XXI в., эти представления были опровергнуты в результате повторного изучения органосодержащих формаций с применением параллельного датирования $^{230}\text{Th}/\text{U}$ - и ^{14}C -методами (Arslanov et al., 2004; Astakhov et al., 2005; Laukhin et al., 2008; Maksimov et al., 2017). Для этих отложений были получены ^{14}C -запредельные даты, а их $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -возраст соответствовал МИС-5.

Также следует отметить, что есть примеры, когда в результате перекрестного $^{230}\text{Th}/\text{U}$ - и ^{14}C -датирования получены согласующиеся датировки, действительно свидетельствующие о средневалдайском или каргинском возрасте (МИС-3) отложений из разрезов на реках Северная Двина, Вычегда, Тобол (Maksimov et al., 2011; 2015a; 2015b).

Таким образом, этот комплексный подход позволяет контролировать достоверность возрастных данных и в сочетании с биостратиграфическими методами дает возможность достаточно надежно установить хроно- и климатостратиграфическое положение органогенных отложений, а следовательно, и межледниковых/межстадиальных периодов позднего плейстоцена.

В настоящей работе мы обратились к геохронометрическому изучению отложений на р. Черной на севере Большеземельской тундры. Ранее здесь был изучен ряд разрезов береговых обнажений на субширотном участке р. Черной протяженностью около 100 км (Андреичева, 2002). В этом районе значительно шире других межледниковых/межстадиальных горизонтов представлен средневалдайский или бызовский горизонт. Его возраст был установлен на основе спорово-пыльцевого анализа аллювиальных, озерных либо озерно-болотных отложений в четырех обнажениях на р. Черной — Ч-3, Ч-4, Ч-11, Ч-14 (Андреичева, 2002; Андреичева и Ду-

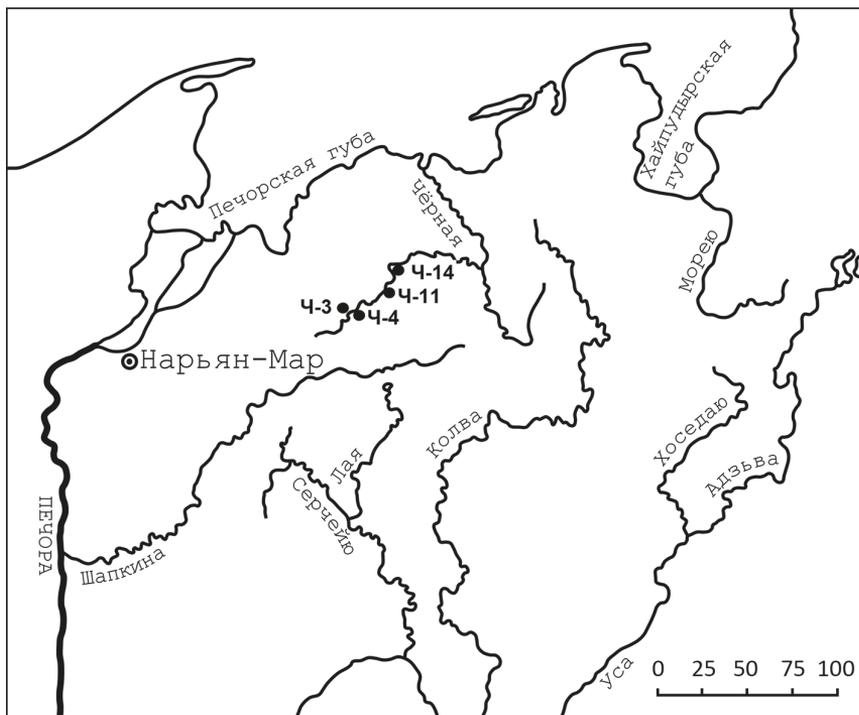


Рис. 1. Схема расположения обнажений в долине р. Черной. Ч-3, Ч-4, Ч-11, Ч-14 — обнажения

рягина, 2005) (рис. 1). Надо отметить, что стратотипом средневалдайского горизонта на северо-востоке европейской части России являются бызовские слои, представленные глинистыми галечниками с валунами, залегающими в обнажении на правом берегу средней Печоры и включающими кости плейстоценовых млекопитающих и культурные остатки позднепалеолитической стоянки (Краснов и Заррина, 1986). Возраст этих слоев, согласно результатам ^{14}C -метода датирования, равен 25 450 лет (Гуслицер и Лийва, 1972). Возраст бызовского горизонта установлен на основе многочисленных ^{14}C - и нескольких $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датировок органосодержащих отложений в разрезах бассейнов рек Печоры, Вычегды и др. (Арсланов и др., 1981; Дурягина и Коноваленко, 1993; Лавров и Потапенко, 2005; Астахов и Свенсен, 2011; Heggen et al., 2012; Maksimov et al., 2015b; Zaretskaya et al., 2019). По данным спорово-пыльцевого анализа отложений, в бызовское время, выделены семь этапов изменения растительности (Марченко-Вагапова, 2012). В периоды похолодания господствовали безлесные (типа тундры) и слабозалесенные пространства, тогда как в периоды потеплений доминировали лесные сообщества. Именно эти представления позволили коррелировать отложения, залегающие в четырех обнажениях на р. Черной (Ч-3, Ч-4, Ч-11, Ч-14), с бызовским или средневалдайским временем. Однако до сих пор не вполне ясен ранг средневалдайского потепления (Андреичева и Марченко-Вагапова, 2012), а также в должной мере не обеспечено геохронометрическое обоснование количественного возраста климатических фаз внутри этого этапа. По аналогии с вышеизложенными соображениями относительно си-

бирских разрезов, не все ^{14}C -даты 60–70-х гг. прошлого века могут считаться надежными, в результате чего возможен пересмотр стратиграфии верхнеплейстоценовых отложений. Для бызовских отложений в четырех обнажениях на р. Черной таких данных вообще нет, тогда как в одном из этих разрезов, а именно в обнажении Ч-14, есть прослои и линзы торфа, включенные в бызовскую озерно-болотную толщу осадков и вполне пригодные для датирования.

Таким образом, цель нашего исследования заключалась в выяснении хроностратиграфической позиции озерно-болотных отложений в разрезе Ч-14 на р. Черной на основе применения перекрестного датирования органосодержащих слоев $^{230}\text{Th}/\text{U}$ - и ^{14}C -методами.

2. Материалы и методы

Изучение береговых обнажений на субширотном участке р. Черной проводилось в 1990 г. (рис. 1). Наиболее полный разрез бызовских озерно-болотных осадков 4-метровой мощности вскрыт в обнажении Ч-14 (рис. 2, N 68.089450°, E 56.134261°), где они перекрыты толщей (6.5 м) аллювия и подстилаются пачкой ледниковых отложений мощностью около 6 м, слагающих основание обнажения и представленных вычегодским тиллом и его перлювием (Андреичева, 2002; Андреичева и Дурягина, 2005). Строение и описание озерно-болотных образований приведено сверху вниз. Под аллювием залегают:

- слой 1 (глубина 6.5–6.9 м) — алеврит глинистый сизовато-серый с прослоями тонкозернистого песка и мелкими гнездами торфа;
- слой 2 (глубина 6.9–8.3 м) — алеврит глинистый сизовато-серый, содержит прослои и линзы торфа;
- слой 3 (глубина 8.3–9.2 м) — песок тонкозернистый серый плотный с фрагментами стволов и ветками деревьев; на контакте с вышележащим слоем тонкие прослои и линзы торфа;
- слой 4 (глубина 9.2–9.3 м) — торф коричневый со стволами хвойных деревьев;
- слой 5 (глубина 9.3–9.8 м) — суглинок сизовато-серый неслоистый; встречаются линзы и гнезда песка тонкозернистого с кусками торфа и ветками деревьев;
- слой 6 (глубина 9.8–10.4 м) — песок тонкозернистый слабо глинистый неслоистый; в верхней части слоя отмечается тонкая горизонтальная слоистость;
- слой 7 (глубина 10.4–10.5 м) — торф коричневый, включает небольшие обломки стволов деревьев и фрагменты бересты березы.

Образцы из интервала глубин 6.2–12.4 м изучались спорово-пыльцевым методом, и на основе этих данных было сделано заключение о бызовском (средневалдайском) возрасте отложений (Андреичева, 2002; Андреичева и Дурягина, 2005). Тогда же из разреза Ч-14 были отобраны образцы и на другие виды анализов. Лишь совсем недавно представилась возможность провести геохронометрическое изучение органогенных слоев с применением $^{230}\text{Th}/\text{U}$ - и ^{14}C -методов датирования.

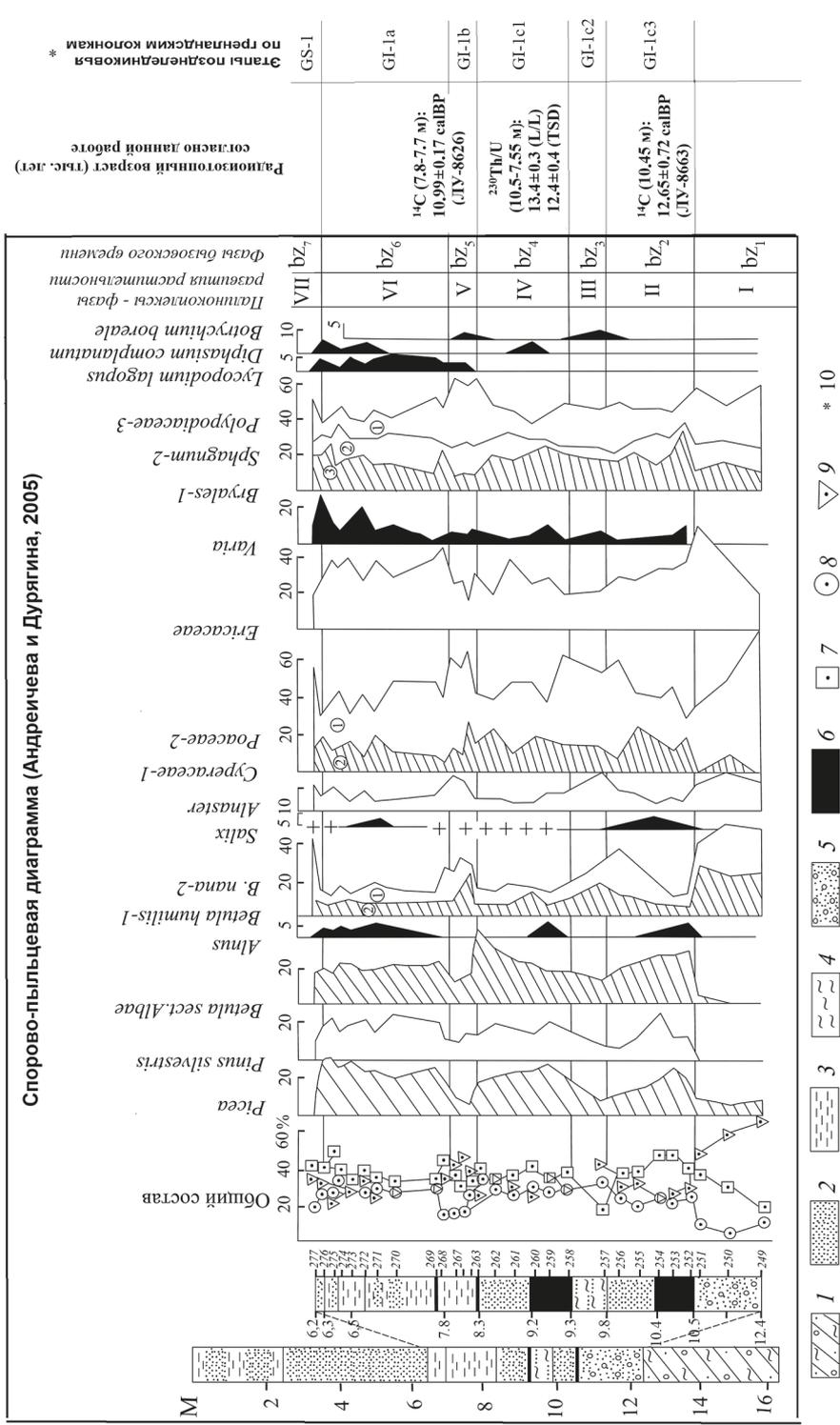


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма по (Андреичева и Дурягина, 2005) и результаты определения радиоизотопного возраста озерно-болотных отложений в обнажении Ч-14:
 1 — тилл, 2 — песок, 3 — алевроит, 4 — глина, 5 — песок с гравием, 6 — торф, 7 — сумма пыльцы древесных пород, 8 — сумма пыльцы травянистых пород, 9 — сумма спор высших споровых растений, 10 — приведено по (Rasmussen et al., 2014)

Использование $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -метода обуславливается нарушением радиоактивного равновесия (для природного ряда распада ^{238}U) в природных объектах на этапе их формирования. Геохимическая система может считаться идеальной для $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирования, если для нее выполняются две основные предпосылки (Максимов и Кузнецов, 2010).

1. В момент своего формирования отложения включают только уран, из которого со временем в результате радиоактивного распада накапливается дочерний изотоп ^{230}Th .

2. В постседиментационное время датлируемые отложения представляют собой закрытую геохимическую систему относительно изотопов урана и тория.

Органогенные или органосодержащие отложения, как правило, не в полной мере соответствуют идеальной геохимической системе с позиции определения их возраста $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -методом. В их состав включена органическая и минеральная фазы. Органическая компонента в ходе своего формирования аккумулирует из природной среды водородный U и при условии выполнения второй предпосылки является идеальной геохимической системой. Минеральная фаза (существующая до непосредственного образования отложений) первоначально включает в свой состав изотопы U и Th и уже не относится к такой системе. Аналитическое определение количеств изотопов U и Th в органической составляющей отложений практически всегда, так или иначе, затрагивает их минеральную часть. Следовательно, получаемые экспериментальные изотопные данные «отягощены» вкладом «первичного» ^{230}Th , включенного в отложения в составе минеральной компоненты. Количественно идентифицировать этот вклад можно по наличию в образцах ^{232}Th — изотопа тория, обычно отождествляемого с минеральной фазой. В этом случае применяют различные варианты изохронного приближения (Ludwig and Titterton, 1994; Geyh, 2001; Максимов и Кузнецов, 2010), базирующегося на получении радиоаналитических данных для серии одновозрастных (или достаточно близких по возрасту) образцов. Оценка количественного вклада «первичного» ^{230}Th возможна при выполнении условий изохронного приближения (Максимов и Кузнецов, 2010; Maksimov et al., 2017):

- в выбранных одновозрастных образцах должна быть одна и та же величина первичного ториевого загрязнения (выражаемая через отношение активностей «первичного» ^{230}Th к ^{232}Th);
- эти образцы являются закрытыми радиометрическими системами относительно изотопов U и Th.

В этом случае аналитические данные, полученные для серии выбранных образцов, могут быть «очищены» от вклада первичного ториевого загрязнения посредством построения изохронной зависимости, что позволяет произвести расчет изохронного возраста.

В настоящей работе применялась версия изохронного приближения, включающая химическую обработку серии одновозрастных образцов параллельно двумя способами: с использованием кислотного выщелачивания (L/L-модель) и полного растворения (TSD-модель) (Максимов и Кузнецов, 2010; Maksimov et al., 2011; 2015a). Количественное содержание изотопов U и Th в одном образце определяли по радиохимической методике (Максимов и Кузнецов, 2010) два раза в соответствии с каждой из этих двух моделей. Значения изохронного возраста вычислялись

согласно расчетной методике (Максимов и Кузнецов, 2010) для каждой серии одних и тех же образцов дважды: из аналитических данных, полученных по L/L-модели, и отдельно по TSD-модели. Соблюдение выполнения условий изохронного приближения для конкретной серии образцов контролировалось степенью согласия изохронных L/L- и TSD-датировок.

Для геохронометрического изучения $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -методом были взяты образцы торфа из слоев 2, 4, 7.

^{14}C -методом был определен возраст слоев 2 и 7 по образцам (вес каждого из них 10–15 г), включающим торф и небольшие фрагменты древесины. Использовался жидкостной сцинтилляционный метод счета ^{14}C в бензоле, синтезируемый из углеродсодержащих образцов (Арсланов, 1987). Значения календарного возраста приведены на основании калибровочной программы OxCal 4.2 (калибровочная кривая IntCal 13 (Reimer et al., 2013)).

3. Результаты

3.1. $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирование

В рамках использования предложенного варианта изохронного приближения (Максимов и Кузнецов, 2010) получены данные об удельных активностях изотопов U и Th и их отношений в 9 образцах из слоев 2, 4, 7 (табл. 1). Анализ полученных результатов показывает (рис. 3), что содержание изотопов U в образцах находится в прямой зависимости от величины потери при прокаливании образцов (ППП), которая близка к содержанию органического вещества в образце при отсутствии карбонатов. Кроме того, наибольшие значения отношений активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ соответствуют образцам с повышенными величинами ППП, тогда как содержание ^{232}Th , наоборот, находится в обратной зависимости от этой величины (рис. 3). Таким образом, U в отложениях в основном связан с органическим веществом, которое на этапе формирования отложений накапливало U гидрогенного происхождения с характерными повышенными значениями отношений активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$. В свою очередь, ^{232}Th отождествляется именно с минеральной фазой отложений.

Все это свидетельствует о том, что для серии этих образцов вполне может применяться изохронное приближение $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -метода. Подтверждением тому являются линейные зависимости с высокими коэффициентами корреляции, построенные по аналитическим данным как L/L-, так и TSD-модели (рис. 4). Их параметры, в частности отрезки отсечения на оси ординат, соответствуют коррекционным индексам f . Для TSD-модели значение f равно величине первичного ториевого загрязнения (с учетом распада «первичного» ^{230}Th), для L/L-модели значение f прямо пропорционально этой величине. По расчетной методике (Максимов и Кузнецов, 2010) в соответствии со значением f из аналитических данных был вычтен вклад «первичного» ^{230}Th и рассчитан изохронный возраст для серии всех 9 образцов, равный 13.4 ± 0.3 тыс. лет для L/L-модели и 12.4 ± 0.4 тыс. лет для TSD-модели (рис. 4). Полученные значения возраста достаточно близки между собой и позволяют предположить, что условия изохронного приближения вполне выполнимы для обозначенной серии образцов. Эти данные отражают $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -возраст почти трехметровой толщи (10.5–7.55 м) озерно-болотных отложений.

Таблица 1. Результаты радиохимического анализа органосодержащих образцов из разреза Ч-14

Глубина, м	Зола, %	^{238}U	^{234}U	^{230}Th	^{232}Th	$\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}$	
						расп/мин на г	
I/L-модель							
7.6-7.55	55.9	6.3282 ± 0.1272	8.3023 ± 0.1619	1.1452 ± 0.0340	0.3160 ± 0.0135	0.1379 ± 0.0049	1.3120 ± 0.0175
7.8-7.7	52.1	6.7001 ± 0.1337	8.9355 ± 0.1718	1.2706 ± 0.0408	0.3832 ± 0.0178	0.1422 ± 0.0053	1.3336 ± 0.0189
8.30	90.1	0.7570 ± 0.0183	0.8852 ± 0.0201	0.5428 ± 0.0147	0.8167 ± 0.0187	0.6132 ± 0.0217	1.1694 ± 0.0388
9.20	71.5	3.0899 ± 0.0627	4.0849 ± 0.0783	0.7974 ± 0.0287	0.4696 ± 0.0202	0.1952 ± 0.0080	1.3220 ± 0.0237
9.25	61.2	6.7155 ± 0.1164	8.9702 ± 0.1509	1.2346 ± 0.0364	0.3773 ± 0.0156	0.1376 ± 0.0047	1.3358 ± 0.0146
9.30	75.5	3.7816 ± 0.0825	4.9895 ± 0.1032	0.8180 ± 0.0323	0.4745 ± 0.0220	0.1639 ± 0.0073	1.3194 ± 0.0245
10.40	81.4	0.9296 ± 0.0187	1.1595 ± 0.0216	0.4795 ± 0.0112	0.6436 ± 0.0133	0.4135 ± 0.0124	1.2473 ± 0.0342
10.45	87.1	0.7235 ± 0.0164	0.8521 ± 0.0182	0.4787 ± 0.0113	0.7073 ± 0.0142	0.5618 ± 0.0179	1.1779 ± 0.0366
10.50	91.4	0.6259 ± 0.0152	0.6899 ± 0.0164	0.4877 ± 0.0113	0.6886 ± 0.0137	0.7069 ± 0.0234	1.1024 ± 0.0375
TSD-модель							
7.6-7.55	55.9	7.7257 ± 0.1723	10.2933 ± 0.2220	1.6603 ± 0.0436	0.8877 ± 0.0280	0.1613 ± 0.0055	1.3323 ± 0.0200
7.8-7.7	52.1	7.6965 ± 0.2056	10.0291 ± 0.2600	1.6710 ± 0.0544	0.8864 ± 0.0346	0.1666 ± 0.0069	1.3031 ± 0.0232
8.30	90.1	1.6594 ± 0.0418	1.6758 ± 0.0423	1.3023 ± 0.0386	1.7236 ± 0.0465	0.7771 ± 0.0303	1.0099 ± 0.0360
9.20	71.5	4.0105 ± 0.1090	5.2105 ± 0.1338	1.2666 ± 0.0490	1.1417 ± 0.0457	0.2431 ± 0.0113	1.2992 ± 0.0321
9.25	61.2	7.1302 ± 0.1884	9.3527 ± 0.2383	1.5874 ± 0.0516	0.8947 ± 0.0345	0.1697 ± 0.0070	1.3117 ± 0.0251
9.30	75.5	4.7756 ± 0.1023	6.2688 ± 0.1277	1.4286 ± 0.0486	1.2118 ± 0.0433	0.2279 ± 0.0090	1.3127 ± 0.0237
10.40	81.4	1.7729 ± 0.0448	1.8438 ± 0.0461	1.0807 ± 0.0314	1.4662 ± 0.0381	0.5861 ± 0.0225	1.0400 ± 0.0369
10.45	87.1	1.4862 ± 0.0361	1.6521 ± 0.0389	1.1949 ± 0.0334	1.6288 ± 0.0410	0.7233 ± 0.0264	1.1116 ± 0.0376
10.50	91.4	1.5126 ± 0.0403	1.5523 ± 0.0413	1.2580 ± 0.0337	1.6837 ± 0.0404	0.8104 ± 0.0306	1.0262 ± 0.0387

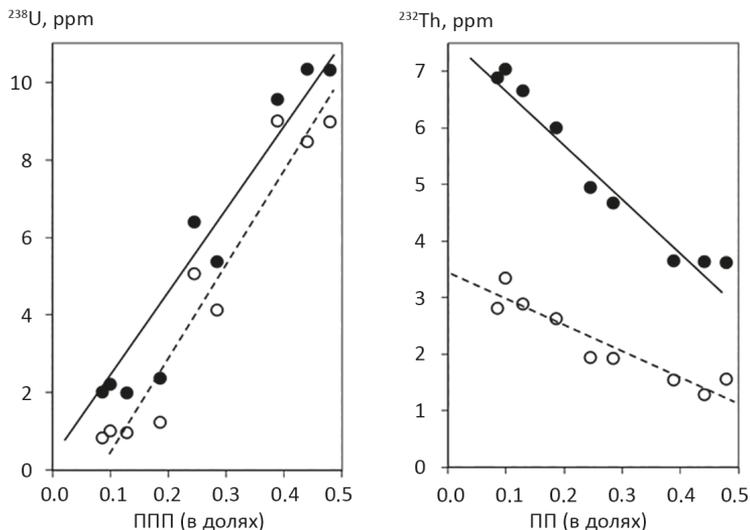


Рис. 3. Содержание урана и тория в образцах в зависимости от потерь при прокаливании (ППП):

- — TSD-модель (линейный тренд — сплошная линия),
- — L/L-модель (линейный тренд — штриховая линия)

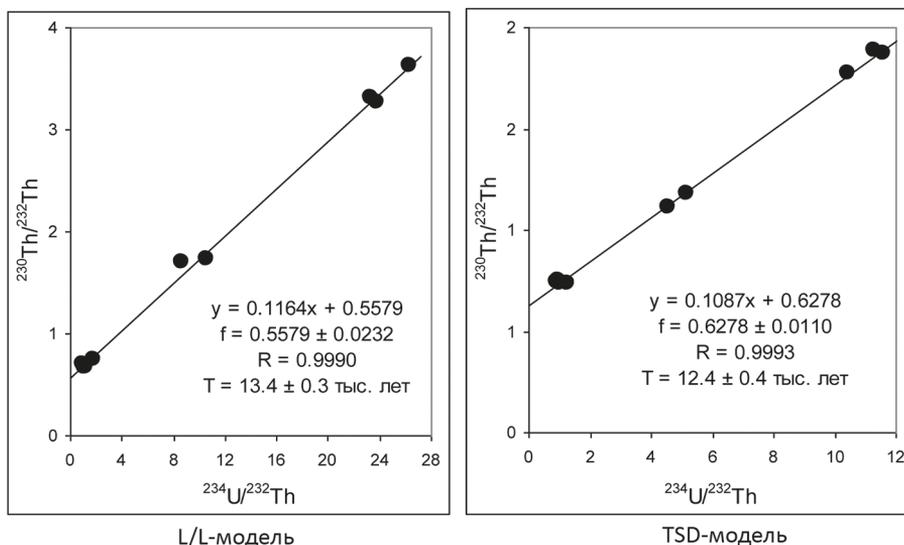


Рис. 4. Линейные зависимости (изохроны), построенные по аналитическим данным девяти образцов

Возникает вопрос, когда по данным $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирования началось и закончилось осадконакопление этой толщи. Если судить по наибольшему и наименьшему значениям полученных изохронных датировок с учетом погрешностей, то 13.7 тыс. лет назад (далее — тыс. л. н.) можно определить как начало и 12.0 тыс. л. н. — как конец ее формирования (табл. 2). С другой стороны, можно рассчитать изохронный возраст отдельно для верхней и отдельно для нижней половин толщи. Исходя из этих

Таблица 2. $^{230}\text{Th}/\text{U}$ - и ^{14}C -возраст и время формирования (выделено полужирным шрифтом) озерно-болотных отложений разреза Ч-14

Метод (модель)	Возраст, тыс. лет		Максимальный временной интервал с учетом 1 σ , тыс. лет назад	
$^{230}\text{Th}/\text{U}$ (L/L) $^{230}\text{Th}/\text{U}$ (TSD)	10.5–7.55 м		10.5–7.55 м	
	13.4+0.3		13.7–12.0	
	12.4+0.4			
$^{230}\text{Th}/\text{U}$ (L/L) $^{230}\text{Th}/\text{U}$ (TSD)	Низ: 10.45–9.25 м	Верх: 9.25–7.55 м	10.45–7.55 м	
	13.2+0.4	12.4+0.4	13.6–12.0	13.6–12.0
	12.7+0.6	12.7+0.5	13.3–12.1	
^{14}C	Низ: 10.45 м	Верх: 7.8–7.7 м	10.45–7.7 м	
	12.65+0.72 calBP	10.99+0.17 calBP	13.4–10.8	

данных с учетом погрешностей, можно предположить, что максимально возможное время ее формирования в интервале глубин от 10.5 до 7.55 м охватывает промежуток времени от 13.6 до 12 тыс. л. н. по L/L-модели и от 13.3 до 12.1 тыс. л. н. по TSD-модели.

3.2. ^{14}C -датирование

Получены следующие ^{14}C -даты: 10 860+550 (ЛУ-8663) тыс. лет для образца с глубины 10.45 м (соответственно калиброванный (^{14}C -кал.) возраст составляет 12 650+720 кал. л. н.); 9660+120 (ЛУ-8626) тыс. лет для образца с глубины 7.8–7.7 м (^{14}C -кал. возраст составляет 10 990+170 кал. л. н.). С учетом погрешностей калиброванный возраст свидетельствует о достаточно быстром накоплении осадков в интервале глубин 10.45–7.7 м в течение от 13.4 до 10.8 тыс. лет.

Формирование озерно-болотной толщи началось по $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -данным не ранее 13.7–13.3 тыс. л. н. и согласно ^{14}C -датированию — не ранее 13.4 тыс. кал. л. н. Эти оценки вполне согласуются между собой, тогда как для верхней части озерно-болотной толщи ^{14}C -кал. возраст с глубины 7.8–7.7 м несколько меньше $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -изохронных данных с глубины 9.25–7.55 м (табл. 2). Это вполне логично, так как для $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирования также использованы образцы из горизонтов с глубины 9.25–8.3 м, которые расположены ниже слоев, датированных ^{14}C -методом. Таким образом, можно заключить, что $^{230}\text{Th}/\text{U}$ - и ^{14}C -возрастные данные вполне сопоставимы, особенно для нижней границы озерно-болотной толщи (10.45–10.5 м).

4. Обсуждение

Количественный возраст озерно-болотной толщи в разрезе Ч-14 на р. Черной, полученный по результатам датирования $^{230}\text{Th}/\text{U}$ - и ^{14}C -методами, позволяет сделать заключение о ее формировании в конце поздневалдайского времени (рис. 2). Ранее эти отложения, как и подобные им в других трех разрезах, распо-

ложенных на субширотном участке р. Черной — Ч-3 (N 68.008651°, E 56.113658°), Ч-4 (N 68.004483°, E 56.123029°) и Ч-11 (N 68.055091°, E 56.119549°), были отнесены к бызовскому горизонту (средневалдайскому интерстадиалу) (Андреичева, 2002; Андреичева и Дурягина, 2005). Основным аргументом для оценки возраста явились характерные спорово-пыльцевые спектры (СПС), полученные для образцов отложений из этих разрезов. Согласно СПС, были выделены семь последовательных фаз развития растительности с фиксацией трех периодов потеплений, идентифицируемых по возрастанию роли пыльцы ели и сосны при общем увеличении пыльцы древесных пород. Похолодания связаны с возрастанием в общем составе пыльцы или спор травянистых растений. Был сделан вывод о том, что палинологические комплексы соответствуют критериям, рекомендованным для выявления бызовского горизонта на европейском Северо-Востоке России (Дурягина и Коноваленко, 1993). Отмечалось, что фазы изменения растительности в бызовское время для бассейна р. Черной подобны фазам, установленным для средневалдайского межстадиала в разрезах на р. Шапкиной (Шапкина-I и Шапкина-II) и с учетом географической зональности в разрезах северо-запада России (Андреичева и Дурягина, 2005; Марченко-Вагапова, 2012). Однако следует отметить, что при сравнении СПС бызовского горизонта в разрезе Ч-14 (рис. 2) и в других разрезах на р. Черной (рис. 5, 6) и р. Шапкиной обнаруживаются достаточно существенные отличия.

Так потепления, выделенные по спорово-пыльцевым диаграммам отложений из разреза Ч-14 (Андреичева и Дурягина, 2005), в целом характеризуются большим относительным количеством пыльцы древесных пород, в том числе ели и сосны, чем в случае разрезов Ч-3 и Ч-4 (Марченко-Вагапова, 2012; Андреичева и Марченко-Вагапова, 2012). Доминирование пыльцы берез (*Betula sect. Albae*, *Betula humilis* или *Betula sect. Fruticosae*, *Betula nana*) в составе древесных пород отмечается для всех трех разрезов, но особенно это заметно для Ч-3 и Ч-4 (рис. 5, 6). Разрезы Ч-3, Ч-4 и Ч-14 располагаются на субширотном, примерно 30-километровом участке р. Черной, и такие отличия в предполагаемых одновозрастных СПС на столь незначительном расстоянии объяснить довольно трудно.

Сравнение СПС отложений в обнажении Ч-14 и объединенного СПС аллювиальных отложений разрезов Шапкина-I и Шапкина-II (Арсланов и др., 1977) показывает, что при общем их сходстве есть весьма заметные расхождения. В обоих случаях наблюдаются 7 фаз развития растительности. В Ч-14 теплыми являются фазы II, IV, VI, палинологические комплексы которых характеризуют растительность северотаежных лесов, а холодными являются фазы I, III, V, VII, соответствующие развитию лесотундры. В объединенных СПС отложений в разрезах Шапкина-I и Шапкина-II климатические условия, близкие современным, отмечаются в фазах II, IV, VI, VII, а фазы I, III, V являются холодными, т.е. наблюдается некоторая несогласованность в чередовании теплых и холодных этапов. Конечная фаза — фаза VII — в обнажении Ч-14 отражает резкое похолодание (после теплой фазы VI), в результате чего северотаежные леса заместились ерниковыми тундрами с небольшим участием редкостойных березовых участков леса с елью (Андреичева и Дурягина, 2005). А в разрезах Шапкина-I и Шапкина-II конечная фаза VII свидетельствует о дальнейшем потеплении (после теплой фазы VI). Отмечается смена редкостойных лесов с елью, сосной и березой при значительном участии мохово-кустарничковых и ерниковых тундр на березовые леса с примесью ели и сосны, ольхи и лещины с присутствием папорот-

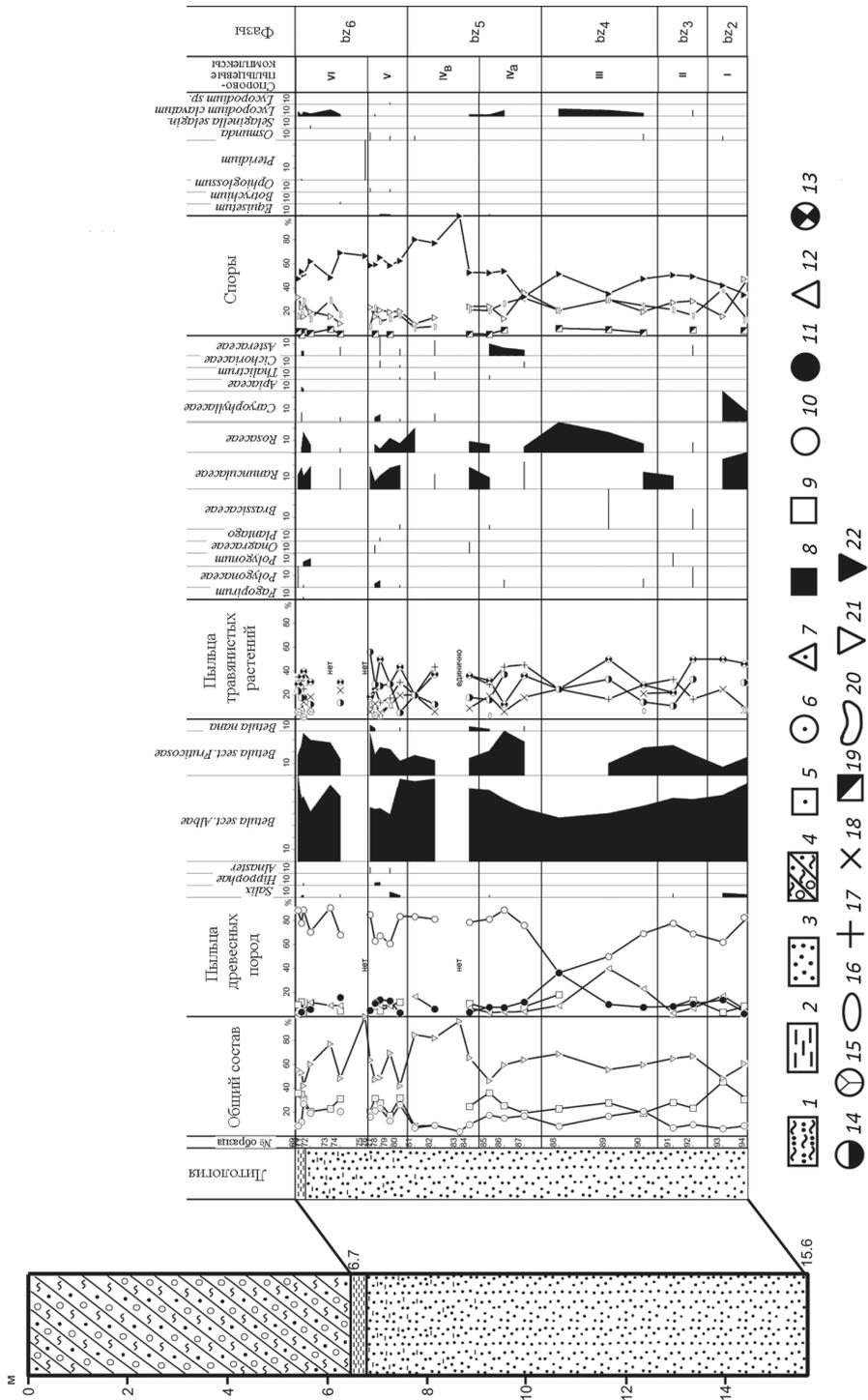


Рис. 5. Спорно-пыльцевая диаграмма оглозений в обнажении Ч-3 по (Марченко-Вагапова, 2012):

1 — сусесь, 2 — алеврит, 3 — песок, 4 — тилл, 5 — сумма пыльцы древесных пород, 6 — сумма пыльцы травянистых пород, 7 — сумма спор высших споровых растений, 8 — сумма пыльцы широколиственных пород, 9 — ольха, 10 — береза, 11 — сосна, 12 — ель, 13 — сумма пыльцы разноотравья, 14 — злаки, 15 — вересковые, 16 — осоки, 17 — полыни, 18 — маревые, 19 — плауны, 20 — папоротники, 21 — зеленые мхи, 22 — сфагновые мхи

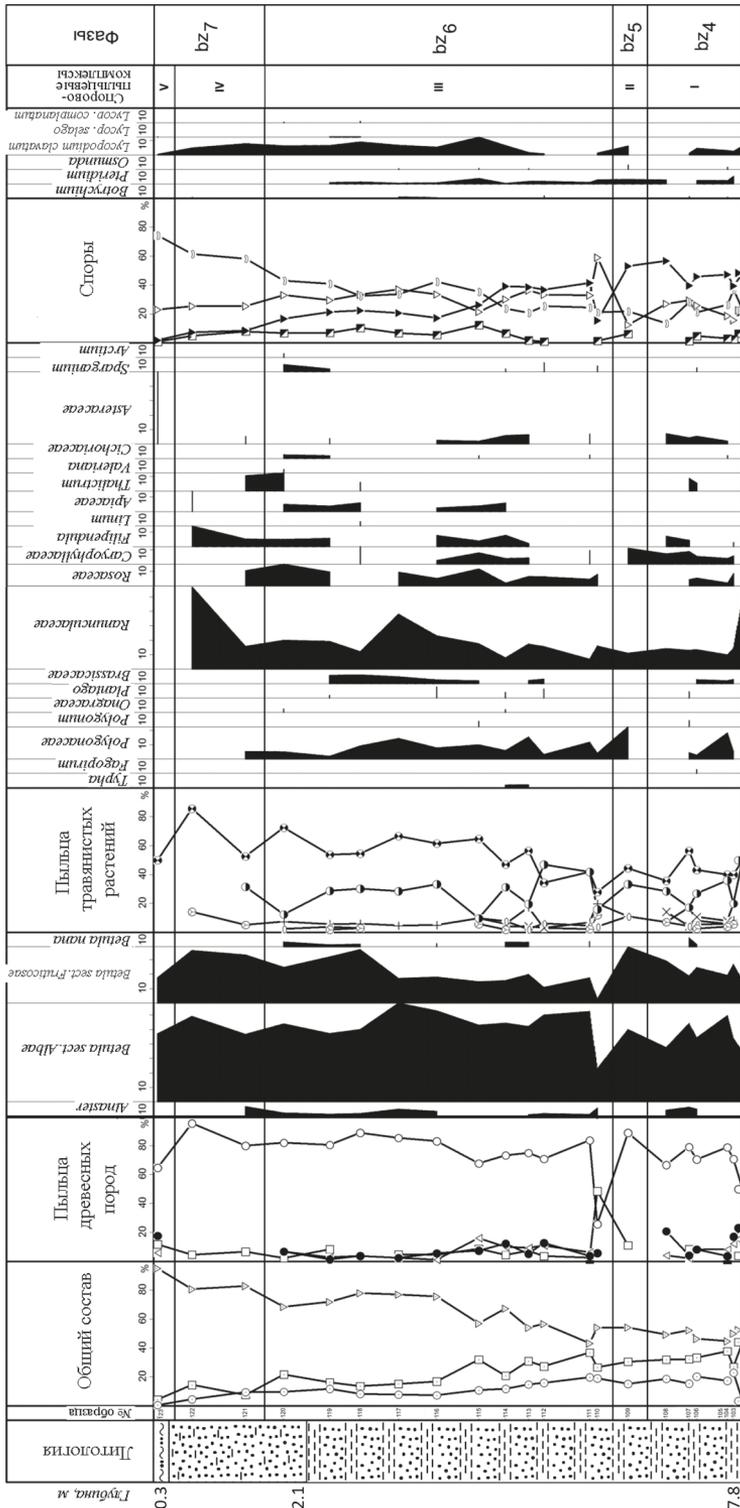


Рис. 6. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений Ч-4 по (Андреичева и Марченко-Вагапова, 2012). Условные обозначения на рис. 5

ника осмунда (Арсланов и др., 1977). Очевидно, что фаза VII СПС озерно-болотных отложений в обнажении Ч-14 по составу растительности, и соответственно климатически, кардинально отличается от фазы VII разрезов Шапкина-I и Шапкина-II. Также стоит упомянуть, что в объединенном СПС разрезов Шапкина-I и II единично присутствует пыльца дуба, вяза, пихты, тогда как в обнажении Ч-14 этих древесных пород даже в следовых количествах не обнаружено. Таким образом, СПС разрезов Ч-14, Шапкина-I и Шапкина-II в лучшем случае схематично похожи, но говорить об их идентичности достаточно проблематично.

Наконец, нами выявлено, что радиоизотопный ($^{230}\text{Th}/\text{U}$ и ^{14}C) возраст отложений в обнажении Ч-14 кардинально не согласуется с ^{14}C -данными для отложений из разрезов Шапкина-I и Шапкина-II. Ранее полученные ^{14}C -датировки по образцам торфа в диапазоне 45–38 тыс. лет, действительно, свидетельствуют о средневалдайском (во всяком случае, не позже) времени накопления аллювиальных отложений (с прослоями старичного торфа) в разрезах Шапкина-I и Шапкина-II (Арсланов и др., 1977). В то же время $^{230}\text{Th}/\text{U}$ - и ^{14}C -возраст органических образцов из озерно-болотной толщи разреза Ч-14 свидетельствует о ее формировании в позднеледниковое время (рис. 2, табл. 2). Максимальный временной интервал накопления этих осадков оценивается по $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -данным от 13.7–13.3 до 12.1–12.0 тыс. л. н. (для глубин 10.5–7.55 м) и по ^{14}C -данным от 13.4 до 10.8 тыс. л. н. (для глубин 10.45–7.7 м). На северо-востоке европейской части России позднеледниковые отложения, датированные ^{14}C -методом, выделены лишь в нескольких разрезах, да и то существенно южнее бассейна р. Черной.

В разрезе Окунево на р. Печоре (примерно в 300 км юго-западнее обн. Ч-14) получены ^{14}C -даты по древесным веточкам из торфа — 11 830+220 (ЛУ-516В), 12 740+160 (ЛУ-516А) тыс. лет и по самому торфу — 10 750+220 (ЛУ-1118), 10 780+190 (ЛУ-1117) тыс. лет, отнесенные в соответствии со СПС к переходу от среднего дриаса к аллереду (Лавров и Потапенко, 2005). ^{14}C -возраст по торфу, вероятно, надежнее, поскольку веточки древесины могли быть переотложены (их возраст больше на 1–2 тыс. лет). Калиброванный возраст торфа 12 620+270 (ЛУ-1118) и 12 680+220 (ЛУ-1117) тыс. лет коррелирует с $^{230}\text{Th}/\text{U}$ - и ^{14}C -данными для торфяного слоя в интервале глубин 10.5–10.45 м в разрезе Ч-14. СПС этого слоя указывают на переход от похолодания к потеплению с увеличением содержания пыльцы ели и сосны, что также наблюдается в разрезе Окунево. Однако дальнейшее сравнение СПС весьма проблематично, поскольку детализация спорово-пыльцевых данных в разрезе Окунево существенно ниже. Исходя из этого, рассмотрение позднеледниковых отложений в разрезе Денисовка на р. Печоре (Арсланов и др., 1977), расположенного примерно в 200 км к югу от обнажения Ч-14, не представляется возможным из-за еще более низкой детальности СПС.

Наиболее полный разрез с позднеледниковыми отложениями под названием «Биостанция» зафиксирован на р. Вычегде значительно южнее (по широте более чем на 6°), а точнее, более чем в 700 км юго-западнее обнажения Ч-14. На основе комплексного изучения его отложений с применением радиоуглеродного и палинологического методов выделены климатические фазы позднеледниковья в интервале от раннего до позднего дриаса (Zaretskaya et al., 2014). Начало формирования озерно-болотной толщи (10.5–10.45 м) в разрезе Ч-14 соответствует началу потепления (увеличение суммы пыльцы древесных пород за счет увеличения со-

держания пыльцы ели и сосны), которое, вероятно, можно скоррелировать с началом одного из позднеледниковых интерстадиалов — аллередом, выделенным на спорово-пыльцевой диаграмме разреза Биостанция. Далее сопоставление затруднено, поскольку СПС отложений на р. Выгегде указывают на похолодание позднего дриаса, тогда как в обнажении Ч-14 отмечается двукратное чередование этапов похолодания и потепления, и СПС заканчиваются началом очередного похолодания.

Как было отмечено выше, возраст верхней части озерно-болотной толщи разреза Ч-14 несколько отличается для $^{230}\text{Th}/\text{U}$ - и ^{14}C -данных (табл. 2). При этом СПС отложений разреза Ч-14, по всей видимости, не указывают на начало голоцена, которое, по последним данным, примерно соотносится с рубежом в 11.7 тыс. л. н. (Rasmussen et al., 2014). Поэтому $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -данные, вероятно, несколько ближе к реальному возрасту завершающего этапа формирования толщи.

Таким образом, по результатам радиоизотопного датирования накопление озерно-болотных осадков обнажения Ч-14 в диапазоне глубин 10.5–7.55 м происходило в течение временного отрезка от 13.7–13.3 до ~12.0 тыс. л. н. Согласно гренландским изотопно-кислородным кривым (Rasmussen et al., 2014), в этом интервале отмечено несколько климатических осцилляций: потепление 13.6–13.3 тыс. л. н. (событие G1-1c1), похолодание 13.3–13.1 тыс. л. н. (событие G1-1b), потепление 13.1–12.9 тыс. л. н. (событие G1-1a), похолодание 12.9–11.7 тыс. л. н. (событие GS-1 — поздний дриас). Соответственно, наблюдается чередование двух потеплений и двух похолоданий, тогда как у нас в диапазоне глубин 10.5–7.55 м зафиксированы три потепления, отвечающие фазам развития растительности II, IV, VI, и между ними два похолодания — фазы III и V (рис. 2). Кроме того, похолодание позднего дриаса на гренландских кривых не согласуется с потеплением (фаза VI) в разрезе Ч-14. Однако следует отметить, что на глубине 6.3–6.2 м обнажения Ч-14 начинается резкое похолодание (конечная фаза VII), которое может быть сопоставлено с поздним дриасом. Но тогда в нашем разрезе будет на одно потепление и на одно похолодание больше, чем в гренландских записях. При данных обстоятельствах можно предположить, что есть некоторое запаздывание климатического отклика для Большеземельской тундры, в которой находится бассейн р. Черной. Например, на северо-западе России, по данным изучения озерных отложений, верхняя граница позднего дриаса проявляется на 600 лет позднее, чем для гренландских изотопных кривых (Субетто и др., 2003). В этом случае следует учесть еще несколько более древних событий по гренландским колонкам — потепление 13.95–13.66 тыс. л. н. (событие G1-1c3) и похолодание 13.66–13.6 тыс. л. н. (событие G1-1c2). Тогда, согласно изотопно-кислородным записям, в интервале от 13.95 до 11.7 тыс. л. н. выделяются три потепления и три похолодания, так же как и для отложений с глубин 10.5–6.2 м разреза Ч-14. При этом накопление озерно-болотной толщи (10.5–6.5 м) началось 13.7–13.3 тыс. л. н. и закончилось с наступлением похолодания позднего дриаса.

5. Заключение

Впервые проведено определение радиоизотопного возраста озерно-болотных отложений в береговом обнажении Ч-14, расположенном на субширотном участке р. Черной в Большеземельской тундре. Ранее эти осадки, по данным спорово-

пыльцевого анализа, были отнесены к бызовскому (средневалдайскому) интерстадиалу, так же как аллювиальные и озерные отложения с прослоями торфа из разрезов Ч-3 и Ч-4 на этом же участке р. Черной. На основании перекрестного $^{230}\text{Th}/\text{U}$ - и ^{14}C -датирования озерно-болотной толщи в обнажении Ч-14 она теперь отнесена к позднеледниковому времени.

Анализ спорово-пыльцевых данных показал, что СПС озерно-болотной толщи разреза Ч-14 существенно отличаются от СПС, полученных для отложений, залегающих в других обнажениях на р. Черной. Это заключение является важным, поскольку в одном из них — обнажении Ч-3 (рис. 5) — вероятно, бызовские отложения перекрыты полярным тиллом (Андреичева, 2002), тогда как озерно-болотная толща в разрезе Ч-14 им не перекрыта и, соответственно, могла быть отложена значительно позже.

По результатам проведенных исследований можно сделать несколько выводов.

1. Впервые для бассейна р. Черной получены данные о количественном возрасте и условиях формирования позднеледниковых (верхневалдайских) отложений. $^{230}\text{Th}/\text{U}$ - и ^{14}C -возрастные данные вполне согласуются между собой, особенно для нижней границы озерно-болотной толщи (10.5–10.45 м). Временной отрезок накопления озерно-болотных отложений из разреза Ч-14 оценивается примерно от 13.7–13.3 до ~12.0 тыс. л. н.
2. Формирование озерно-болотной толщи (10.5–6.5 м) происходило не в средневалдайское время, как считалось ранее, а в интервале от начала аллерада до наступления похолодания позднего дриаса. Предполагается, что для Большеземельской тундры есть некоторое запаздывание позднеледниковых климатических событий по сравнению с их возрастной интерпретацией согласно гренландским изотопно-кислородным кривым.
3. Изохронное приближение $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -метода впервые было применено к столь молодым континентальным органосодержащим отложениям. Ранее его использовали для датирования подобного типа осадков с возрастом не моложе МИС-3. Положительные результаты позволяют говорить о перспективности применения $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -метода для датирования позднеледниковых событий. Хронология позднеледниковых климатических вариаций, в том числе в Большеземельской тундре, может быть установлена с применением $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -, ^{14}C -, ОСЛ-методов датирования органогенных и минерогенных отложений.

Литература

- Андреичева, Л. Н. (2002). *Плейстоцен Европейского Северо-Востока*. Екатеринбург: УрО РАН.
- Андреичева, Л. Н., Дурагина, Д. А. (2005). Стратиграфия и палеогеография позднего плейстоцена Северо-Востока Русской равнины. *Труды Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкарский палеонтологический сборник*, 117 (6), 155–161.
- Андреичева, Л. Н., Марченко-Вагапова, Т. И. (2012). Верхний неоплейстоцен на крайнем севере России (Большеземельская тундра, р. Черная). *Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН*, 214 (10), 2–7.
- Арсланов, Х. А. (1987). *Радиоуглерод: Геохимия и геохронология*. Ленинград: ЛГУ.
- Арсланов, Х. А., Бердовская, Г. Н., Зайцева, Г. Я., Лавров, А. С., Никифорова, Л. Д. (1977). О стратиграфии, геохронологии и палеогеографии средневалдайского интервала на северо-востоке Русской равнины. *Доклады Академии наук СССР*, 233 (1), 188–191.

- Арсланов, Х. А., Лавров, А. С., Никифорова, Л. Д. (1981). О стратиграфии, геохронологии и изменениях климата среднего и позднего плейстоцена и голоцена на Северо-Востоке Русской равнины. В: А. А. Величко, М. А. Фаустова, под ред., *Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины*. Москва: Наука, 37–52.
- Астахов, В. И., Свенсен, Й. И. (2011). Покровная формация финального плейстоцена на крайнем Северо-Востоке Европейской России. *Региональная геология и металлогения*, 47, 12–27.
- Гуслицер, Б. И., Лийва, А. А. (1972). О возрасте местонахождения остатков плейстоценовых млекопитающих из палеонтологической стоянки Бызовая на средней Печоре. *Известия АН СССР Биология*, 21 (3), 250–254.
- Дурагина, Д. А., Коноваленко, Л. А. (1993). *Палинология плейстоцена северо-востока европейской части России*. Санкт-Петербург: Наука.
- Краснов, И. И., Заррина, Е. П. (ред.) (1986). *Решение 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы (Ленинград — Полтава — Москва, 1983 г.) с региональными стратиграфическими схемами*. Ленинград: ВСЕГЕИ.
- Лавров, А. С., Потапенко, Л. М. (2005). *Неоплейстоцен Северо-Востока Русской равнины*. Москва: Аэрогеология.
- Максимов, Ф. Е., Кузнецов, В. Ю. (2010). Новая версия $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирования верхне- и среднеоплейстоценовых отложений. *Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7. Геология. География*, 4, 94–107.
- Марченко-Вагапова, Т. И. (2012). Палинологическая характеристика средневалдайского интерстадиала (поздний плейстоцен) на Европейском Северо-Востоке России. *Литосфера*, 1, 38–53.
- Субетто, Д. А., Давыдова, Н. Н., Сапелко, Т. В., Вольфарг, Б., Вастегорд, С., Кузнецов, Д. Д. (2003). Климат северо-запада России на рубеже плейстоцена и голоцена. *Известия РАН. Серия географическая*, (5), 1–12.
- Arslanov, Kh. A., Maksimov, F. E., Kuznetsov, V. Yu., Chernov, S. B., Laukhin, S. A., Velichkevich, F. Yu., Sanko, A. F. and Shilova, G. N. (2004). The Bedoba reference section of the Kazantsevo horizon in Central Siberia. *Doklady Earth Sciences*, 397 (5), 604–607.
- Astakhov, V. I., Arslanov, Kh. A., Maksimov, F. E., Kuznetsov, V. Yu., Razina, V. V. and Nazarov, D. V. (2005). The Age of Interglacial Peat on the Lower Ob. *Doklady Earth Sciences*, 401 (2), 298–302.
- Geyh, M. A. (2001). Reflections on the $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating of dirty material. *Geochronometria*, 20, 9–14.
- Heggen, H. P., Svendsen, J. I., Mangerud, J. and Lohne, O. S. (2012). A new palaeoenvironmental model for the evolution of the Byzovaya Palaeolithic site, northern Russia. *Boreas*, 41 (4), 527–545. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2012.00259.x>
- Laukhin, S. A., Maksimov, F. E., Arslanov, Kh. A., Kuznetsov, V. Yu., Chernov, S. B., Shilova, G. N. and Velichkevich, F. Yu. (2008). Geochronology and Landscape–Climatic Environments of the Early Zyryanian Interstadial in West Siberia. *Doklady Earth Sciences*, 421 (5), 796–799. <https://doi.org/10.1134/S1028334X08050188>
- Ludwig, K. R. and Titterton, D. M. (1994). Calculation of $^{230}\text{Th}/\text{U}$ isochrons, ages, and errors. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58 (22), 5031–5042. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90229-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90229-1)
- Maksimov, F., Kuznetsov, V., Laukhin, S., Kuksa, K., Levchenko, S. and Grigoriev, V. (2015a). Comparative $^{230}\text{Th}/\text{U}$ and ^{14}C dating of a buried stump layer (Western Siberia). *Geochronometria*, 42 (1), 139–147. <https://doi.org/10.1515/geochr-2015-0016>
- Maksimov, F. E., Kuznetsov, V. Yu., Zaretskaya, N. E., Zherebtsov, I. E., Levchenko, S. B., Subetto, D. A., Shebotinov, V. V., Kuznetsov, D. D., Larsen, E., Lysö, A. and Jensen, M. (2011). The first case study of $^{230}\text{Th}/\text{U}$ and ^{14}C dating of mid-valdai organic deposits. *Doklady Earth Sciences*, 438 (1), 598–602. <https://doi.org/10.1134/S1028334X11050217>
- Maksimov, F. E., Savelieva, L. A., Laukhin, S. A., Kuznetsov, V. Yu., Arslanov, Kh. A., Petrov, A. Yu., Grigoriev, V. A. and Levchenko, S. B. (2017). New Data on Age and Conditions of Buried Organic-Rich Sediments Formation in the Central Ob River. Contemporary. *Problems of Ecology*, 10 (4), 370–379. <https://doi.org/10.1134/S1995425517040047>
- Maksimov, F. E., Zaretskaya, N. E., Shebotinov, V. V., Kuznetsov, V. Yu., Uspenskaya, O. N., Grigoryev, V. A. and Kuksa, K. A. (2015b). A New Approach to Isotope Dating of Buried Organogenic Deposits with an Example from the Kuryador Section, Upper Vychegda Valley. *Doklady Earth Sciences*, 462 (2), 570–574. <https://doi.org/10.1134/S1028334X15060185>

- 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. and Winstrup, M. (2014). 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. *Quaternary Science Reviews*, 106, 14–28. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007>
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hafliðason, H., Hajdas, I., Hatt, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M. and van der Plicht, J. (2013). IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, 55 (4), 1869–1887. https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16947
- 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.org/10.15372/RGG2019056>
- Zaretskaya, N. E., Panin, A. V., Golubeva, Y. V. and Chernov, A. V. (2014). Sedimentation settings and the late pleistocene-holocene geochronology in the Vychegda river valley. *Doklady Earth Sciences*, 455 (1), 223–228. <https://doi.org/10.1134/S1028334X14030118>

Статья поступила в редакцию 17 декабря 2019 г.
Статья рекомендована в печать 26 февраля 2021 г.

Контактная информация:

Максимов Федор Евгеньевич — maksimov-fedor@yandex.ru
 Андреичева Людмила Николаевна — andreicheva@geo.komisc.ru
 Кузнецов Владислав Юрьевич — v_kuzya@mail.ru
 Григорьев Василий Александрович — v.a.grigorev@spbu.ru
 Петров Алексей Юрьевич — petrovalexey1987@gmail.com
 Левченко Снежана Богдановна — golsneg@mail.ru
 Марченко-Вагапова Татьяна Ивановна — timarchenko@geo.komisc.ru
 Баранова Надежда Григорьевна — n.g.baranova@spbu.ru

Age and chronostratigraphic position of lacustrine-bog deposits in the Chernaya River basin in the north of the Bolshezemelskaya tundra according to the results of their $^{230}\text{Th}/\text{U}$ - and ^{14}C -dating

F. E. Maksimov¹, L. N. Andreicheva², V. Yu. Kuznetsov^{1,3},
 V. A. Grigoriev¹, A. Yu. Petrov¹, S. B. Levchenko¹,
 T. I. Marchenko-Vagapova², N. G. Baranova¹

¹ St. Petersburg State University,
 7–9, Universitetskaya nab., St. Petersburg, 199034, Russian Federation

² Institute of Geology named after Academician N. P. Yushkin
 of Komi Science Center of Ural Branch of the Russian Academy of Sciences,
 54, ul. Pervomayskaya, Syktyvkar, 167982, Russian Federation

³ Herzen State Pedagogical University of Russia,
 48, nab. r. Moiki, St. Petersburg, 191186, Russian Federation

For citation: Maksimov, F. E., Andreicheva, L. N., Kuznetsov, V. Yu., Grigoriev, V. A., Petrov, A. Yu., Levchenko, S. B., Marchenko-Vagapova, T. I., Baranova, N. G. (2021). Age and chronostratigraphic position of lacustrine-bog deposits in the Chernaya River basin in the north of the Bolshezemelskaya tundra according to the results of their $^{230}\text{Th}/\text{U}$ - and ^{14}C -dating. *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences*, 66 (2), 289–309. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2021.206> (In Russian)

The main goal of this study was to elucidate the chronostratigraphic position of the sediments of lacustrine-bog stratum from the Ch-14 section located in the sub-litudinal sector of the Chernaya River in the north of the Bolshezemelskaya tundra. This study presents data on their numerical age and time of their formation, obtained by the parallel $^{230}\text{Th}/\text{U}$ and ^{14}C dating of organic-rich layers. According to the results of spore-pollen analysis obtained earlier, the lacustrine-bog sediments were attributed to the Byzovaya (Middle Valdai) interstadial, together with the lake and alluvial deposits from the Ch-3 and Ch-4 sections in the same sector of the Chernaya River. The $^{230}\text{Th}/\text{U}$ and ^{14}C age data are in good agreement with each other, especially for the lower boundary of the lacustrine-bog sediments of the Ch-14 section. The time range of the lacustrine-bog stratum accumulation is estimated to be approximately 13.7–13.3 to ~12.0 thousand years ago. Thus, its formation (10.5–6.5 m layer) did not occur in the Middle Valdai, but in the Late Valdai time from the beginning of Allerød to the beginning of the Younger Dryas cooling. It has been suggested that a certain delay of late glacial climatic events took place in the Bolshezemelskaya tundra compared with their age-related estimation by the Greenland isotope-oxygen stages. For the first time, the isochronous approximation approach was applied to obtain the $^{230}\text{Th}/\text{U}$ age of such young terrestrial organic-rich deposits. Earlier this approach was usually used in dating similar sediments not younger than MIS-3. The geochronological results presented in this paper allow us to recommend the $^{230}\text{Th}/\text{U}$ method for determining the age of late glacial organic-rich deposits and climate events correlated with them.

Keywords: Bolshezemelskaya tundra, buried organic-rich deposits, uranium-thorium ($^{230}\text{Th}/\text{U}$) and radiocarbon (^{14}C) dating methods, Late Glacial climate events.

References

- Andreicheva, L. N. (2002). *Pleistocene of the European North-East*. Ekaterinburg: UrO RAN Publ. (In Russian)
- Andreicheva, L. N. and Duriagina, D. A. (2005). Stratigraphy and paleogeography of the Late Pleistocene of the North-East of the Russian Plain. *Trudy Instituta geologii Komi nauchnogo tsentra UrO RAN. Syktyvkar'skii paleontologicheskii sbornik*, 117 (6), 155–161. (In Russian)
- Andreicheva, L. N. and Marchenko-Vagapova, T. I. (2012). Upper Neopleistocene in the far north of Russia (Bolshezemelskaya tundra, Chyornaya river). *Vestnik of the Institute of Geology of the Komi Science Centre UB RAS*, 214 (10), 2–7. (In Russian)
- Arslanov, Kh. A. (1987). *Radiocarbon: Geochemistry and Geochronology*. Leningrad: Leningrad University Press. (In Russian)
- Arslanov, Kh. A., Berdovskaia, G. N., Zaitseva, G. Ia., Lavrov, A. S. and Nikiforova, L. D. (1977). On stratigraphy, geochronology and paleogeography of the Middle Valdai interval in the northeast of the Russian Plain. *Doklady Akademii nauk SSSR*, 233 (1), 188–191. (In Russian)
- Arslanov, Kh. A., Lavrov, A. S. and Nikiforova, L. D. (1981). Stratigraphy, geochronology and climate changes of the Middle and Late Pleistocene and Holocene in the North-East of the Russian Plain. In: A. A. Velichko, M. A. Faustova, ed., *Pleistotsenovoye oledeneniia Vostochno-Evropeiskoi ravniny*. Moscow: Nauka Publ., 37–52. (In Russian)
- Arslanov, Kh. A., Maksimov, F. E., Kuznetsov, V. Yu., Chernov, S. B., Laukhin, S. A., Velichkevich, F. Yu., Sanko, A. F. and Shilova, G. N. (2004). The Bedoba reference section of the Kazantsevo horizon in Central Siberia. *Doklady Earth Sciences*, 397 (5), 604–607.
- Astakhov, V. I., Arslanov, Kh. A., Maksimov, F. E., Kuznetsov, V. Yu., Razina, V. V. and Nazarov, D. V. (2005). The Age of Interglacial Peat on the Lower Ob. *Doklady Earth Sciences*, 401 (2), 298–302.
- Astakhov, V. I. and Svendsen, J. I. (2011). The Cover Formation of the Final Pleistocene in the Far Northeast of European Russia. *Regional Geology and Metallogeny*, 47, 12–27. (In Russian)
- Duriagina, D. A. and Konovalenko, L. A. (1993). *Palynology of the Pleistocene in the north-east of the European part of Russia*. St. Petersburg: Nauka Publ. (In Russian)
- Geyh, M. A. (2001). Reflections on the $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating of dirty material. *Geochronometria*, 20, 9–14.
- Guslitser, B. I. and Liiva, A. A. (1972). On the age of the location of the fossil bones of Pleistocene mammals from the Byzovaya paleontological site in the middle Pechora. *Izvestiia AN SSSR. Biologiya*, 21 (3), 250–254. (In Russian)

- Heggen, H. P., Svendsen, J. I., Mangerud, J. and Lohne, O. S. (2012). A new palaeoenvironmental model for the evolution of the Byzovaya Palaeolithic site, northern Russia. *Boreas*, 41 (4), 527–545. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2012.00259.x>
- Krasnov, I. I. and Zarrina, E. P. (eds) (1986). *Decision of the 2nd Interdepartmental Stratigraphic Meeting on the Quaternary System of the East European Platform (Leningrad-Poltava-Moscow, 1983) with regional stratigraphic schemes*. Leningrad: VSEGEI Publ. (In Russian)
- Lavrov, A. S. and Potapenko, L. M. (2005). *Neopleistocene of the North-East of the Russian Plain*. Moscow: Aerogeologiya Publ. (In Russian)
- Laukhin, S. A., Maksimov, F. E., Arslanov, Kh. A., Kuznetsov, V. Yu., Chernov, S. B., Shilova, G. N. and Velichkevich, F. Yu. (2008). Geochronology and Landscape–Climatic Environments of the Early Zyryanian Interstadial in West Siberia. *Doklady Earth Sciences*, 421 (5), 796–799. <https://doi.org/10.1134/S1028334X08050188>
- Ludwig, K. R. and Titterton, D. M. (1994). Calculation of $^{230}\text{Th}/\text{U}$ isochrons, ages, and errors. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58 (22), 5031–5042. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90229-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90229-1)
- Maksimov, F. E. and Kuznetsov, V. Yu. (2010). The new version of the $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -dating method of Upper and Middle Pleistocene buried organogenic sediments. *Vestnik of Saint Petersburg University. Series 7. Geography*, 4, 94–107. (In Russian)
- Maksimov, F., Kuznetsov, V., Laukhin, S., Kuksa, K., Levchenko, S. and Grigoriev, V. (2015a). Comparative $^{230}\text{Th}/\text{U}$ and ^{14}C dating of a buried stump layer (Western Siberia). *Geochronometria*, 42 (1), 139–147. <https://doi.org/10.1515/geochr-2015-0016>
- Maksimov, F. E., Kuznetsov, V. Yu., Zaretskaya, N. E., Zherebtsov, I. E., Levchenko, S. B., Subetto, D. A., Shebotinov, V. V., Kuznetsov, D. D., Larsen, E., Lysö, A. and Jensen, M. (2011). The first case study of $^{230}\text{Th}/\text{U}$ and ^{14}C dating of mid-valdai organic deposits. *Doklady Earth Sciences*, 438 (1), 598–602. <https://doi.org/10.1134/S1028334X11050217>
- Maksimov, F. E., Savelieva, L. A., Laukhin, S. A., Kuznetsov, V. Yu., Arslanov, Kh. A., Petrov, A. Yu., Grigoriev, V. A. and Levchenko, S. B. (2017). New Data on Age and Conditions of Buried Organic-Rich Sediments Formation in the Central Ob River. Contemporary. *Problems of Ecology*, 10 (4), 370–379. <https://doi.org/10.1134/S1995425517040047>
- Maksimov, F. E., Zaretskaya, N. E., Shebotinov, V. V., Kuznetsov, V. Yu., Uspenskaya, O. N., Grigoryev, V. A. and Kuksa, K. A. (2015b). A New Approach to Isotope Dating of Buried Organogenic Deposits with an Example from the Kuryador Section, Upper Vycheгда Valley. *Doklady Earth Sciences*, 462 (2), 570–574. <https://doi.org/10.1134/S1028334X15060185>
- Marchenko-Vagapova, T. I. (2012). Palynological characteristics of the Middle Valdai horizon (Late Pleistocene) in European northeast of Russia. *Lithosphere*, 1, 38–53. (In Russian)
- 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., Vallelonga, P., Vinther, B. M., Walker, M. J. C., Wheatley, J. J. and Winstrup, M. (2014). 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. *Quaternary Science Reviews*, 106, 14–28. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007>
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hafllidason, H., Hajdas, I., Hatt, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M. and van der Plicht, J. (2013). IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, 55 (4), 1869–1887. https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16947
- Subetto, D. A., Davydova, N. N., Sapelko, T. V., Wohlfarth, B., Wastegard, S. and Kuznetsov, D. D. (2003). Climate of north-west Russia during the Pleistocene — Holocene transition. *Izvestiia Rossiiskoi akademii nauk. Seriya geograficheskaya*, (5), 1–12. (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.org/10.15372/RGG2019056>

Zaretskaya, N. E., Panin, A. V., Golubeva, Y. V. and Chernov, A. V. (2014). Sedimentation settings and the late pleistocene-holocene geochronology in the Vychegda river valley. *Doklady Earth Sciences*, 455 (1), 223–228. <https://doi.org/10.1134/S1028334X14030118>

Received: December 17, 2019

Accepted: February 26, 2021

Contact information:

Fedor E. Maksimov — maksimov-fedor@yandex.ru

Ludmila N. Andreicheva — andreicheva@geo.komisc.ru

Vladislav Yu. Kuznetsov — v_kuzya@mail.ru

Vasily A. Grigoriev — v.a.grigorev@spbu.ru

Alexei Yu. Petrov — petrovalexey1987@gmail.com

Snezhana B. Levchenko — golsneg@mail.ru

Tatyana I. Marchenko-Vagapova — timarchenko@geo.komisc.ru

Nadezhda G. Baranova — n.g.baranova@spbu.ru