

УДК 551.79:551.87

DOI: 10.24930/2500-302X-2024-24-6-986-1013

Ландшафтно-климатические обстановки формирования средне-, верхнеголоценовых отложений на северо-западе Большеземельской тундры (в долине р. Куи)

Ю. В. Голубева, Т. И. Марченко-Вагапова, В. А. Исаков

Институт геологии им. академика Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар,
ул. Первомайская, 54, e-mail: yvgolubeva@geo.komisc.ru

Поступила в редакцию 03.05.2023 г., принята к печати 06.03.2024 г.

Объект исследований. Аллювиальные и озерно-болотные отложения среднего и верхнего голоцена нижнего течения р. Куи – правого притока р. Печоры (Ненецкий автономный округ, Большеземельская тундра). **Цель.** Изучение образований пойменно-руслового комплекса для их литостратиграфического расчленения и реконструкции ландшафтно-климатических условий седиментации. **Материал и методы.** Исследовались текстурно-структурные особенности осадков пойменно-руслового комплекса с помощью гранулометрического и минералогического анализов. Морфоструктурные элементы рельефа выявлялись по спутниковым космоснимкам высокого разрешения и цифровой модели рельефа ArcticDEM. Представлены результаты спорово-пыльцевого и диатомового анализов, сопровождаемые радиоуглеродным датированием. **Результаты.** Выделены литотипы отложений голоцена, слагающие долину в нижнем течении р. Куи, и представлена хронология палеогеографических событий в районе исследований. Построена геолого-геоморфологическая схема пойменно-руслового комплекса долины р. Куи. Реконструирована динамика растительности и климата в среднем и позднем голоцене на основе палинотриграфического расчленения аллювиальных и озерно-болотных осадков. Получены новые данные, подтверждающие мнение о расположении нижней границы позднесубатлантического периода, соотносимого с малым ледниковым периодом, на уровне 800 л. н. **Выводы.** Формирование пойменно-руслового комплекса происходило в четыре этапа, а слагающие его отложения отнесены к русловой, озерной, озерно-болотной и пойменной фациям. По морфометрическим признакам в геоморфологическом строении долины реки выделен эрозионно-аккумулятивный рельеф надпойменной террасы, высокой и низкой пойм. Прослежены изменения растительности: от тундровых сообществ в наиболее холодных условиях раннего суббореала, сменившихся лесами среднетаежного типа в суббореальный термический максимум, датированный 3360 ± 70 л. н. (3602 кал. л. н.), до современных лесотундровых и южно-тундровых сообществ. Пойменные отложения формировались в мелководных слабоминерализованных, заболачивающихся водоемах.

Ключевые слова: палеогеография, голоцен, литологический состав, спорово-пыльцевой анализ, диатомовый анализ, реконструкция растительности и климата, Большеземельская тундра

Источник финансирования

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 23-27-00281

Depositional environment of the Middle- and Upper-Holocene sediments in the North-West of the Bol'shezemel'skaya tundra (in the Kuya river valley)

Yulia V. Golubeva, Tatyana I. Marchenko-Vagapova, Vladislav A. Isakov

N.P. Yushkin Institute of Geology, FRC Komi SC UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167982, Russia,
e-mail: yvgolubeva@geo.komisc.ru

Received 03.05.2023, accepted 06.03.2024

Research subject. The Holocene alluvium, lake-bog and oxbow-lake sediments in the lower reaches of the Kuya river valley, the right tributary of the Pechora river (Nenets Autonomous Okrug, northwest of the Bol'shezemel'skaya tundra).
Aim. Investigation of the morphological types of fluvial formations, their lithostratigraphic subdivision, and reconstruction

Для цитирования: Голубева Ю.В., Марченко-Вагапова Т.И., Исаков В.А. (2024) Ландшафтно-климатические обстановки формирования средне-, верхнеголоценовых отложений на северо-западе Большеземельской тундры (в долине р. Куи). *Литосфера*, 24(6), 986–1013. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-6-986-1013>

For citation: Golubeva Yu.V., Marchenko-Vagapova T.I., Isakov V.A. (2024) Depositional environment of the Middle- and Upper-Holocene sediments in the North-West of the Bol'shezemel'skaya tundra (in the Kuya river valley). *Lithosphere (Russia)*, 24(6), 986–1013. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-6-986-1013>

© Ю.В. Голубева, Т.И. Марченко-Вагапова, В.А. Исаков, 2024

of the environmental conditions of sedimentation. *Materials and methods.* The sediments texture and structure features of the floodplain-channel complex were studied by granulometric and mineralogical analyses. The morphostructural features of the relief were identified by high-resolution satellite imagery and an ArcticDEM digital relief model. The spore-pollen and diatom analyses and radiocarbon dating results are presented. *Results.* The lithotypes of Holocene sediments that make up the valley in the lower reaches of the Kuya River are distinguished, and the chronology of paleogeographic events in the study area is presented. A geological and geomorphological scheme of the floodplain-channel complex of the Kuya River valley is constructed. The geological profile of alluvium and underlying sediments is constructed. Reconstructions of vegetation and climate dynamics in the mid- and late-Holocene based on the palynostratigraphic subdivision of alluvium sediments is carried out. The lower boundary of the late Sub-Atlantic period, correlated with the Little Ice Age, is clarified. *Conclusions.* The formation of the floodplain-channel complex occurred in four stages, with its constituent deposits being attributed to the channel, lacustrine, bog, and floodplain facies. According to morphometric features in the geomorphological structure of the river valley, an erosion-accumulative relief of the above-floodplain terraces of high and low floodplains is identified. The following stages of vegetation changes are traced: from tundra communities in the coldest conditions of the early Subboreal, which were replaced by forests of the middle taiga type to the Subboreal thermal maximum, dated 3360 ± 70 years ago (3602 cal. BP) to modern forest-tundra and south-tundra communities. The formation fluvial plain sediments occurred in shallow, slightly mineralized, and waterlogged reservoirs.

Keywords: paleogeography, Holocene, lithological composition, spore-pollen analysis, diatom analysis, vegetation and climate reconstruction, Bol'shezemel'skaya tundra

Funding information

The work was supported by the Russian Science Foundation, project No. 23-27-00281

ВВЕДЕНИЕ

Природные ресурсы арктических регионов России играют важную роль в экономическом развитии как субъектов Крайнего Севера, так и национальной экономики. Значительная активизация промышленной деятельности на этой территории (Пилясов и др., 2022; и др.) создает риски необратимой деградации экологических систем и возникновения техногенных катастроф. Изучение особенностей развития природной среды, в том числе климата, в голоцене становится все более важным, так как на картину естественных изменений все отчетливее накладываются нарушения, вызванные деятельностью людей.

Исследование спорово-пыльцевых спектров, содержащих сложный комплекс информации о характере изменения растительности, позволяет выявить местные и более общие закономерности изменения природной обстановки в прошлом. Диатомеи – одна из наиболее распространенных групп водорослей, которые хорошо сохраняются в осадках и тонко отражают особенности местообитания (характер водоема: его глубину, соленость, температурные условия). Их видовой состав и структура экологических групп быстро меняются в ответ на изменение экологической обстановки, что позволяет использовать диатомовые водоросли при восстановлении палеогеографических условий осадконакопления.

Район исследований характеризуется широким распространением малых озер разного генезиса (вторичных водоемов, стариц и термокарстовых озер). Малые озера, в отличие от крупных водоемов, представляют собой менее устойчивые экосистемы и более чутко реагируют на колебания климата.

Для районов Субарктики Европейского Севера России наблюдается недостаток палиностратиграфических, геоморфологических и литологических данных. Литологический состав голоценовых осадков на северо-западе Большеземельской тундры ранее детально не изучался, а образования этого возраста рассматривались как нерасчлененная толща, залегающая на неоплейстоценовых отложениях (Символкова, Мищенко, 1990; Лавров, Потапенко, 2012). В последние годы появились работы, посвященные палеореконструкциям природной среды на основе изучения бугристых торфяников в Республике Коми и Ненецком автономном округе по геохимическим и палеоботаническим данным (Васильчук и др., 2008; Пастухов и др., 2016; Gabov et al., 2020; и др.). Опубликованные палинологические данные в основном приурочены к восточной части Большеземельской тундры и Полярному Уралу (Никифорова, 1979; Болиховская, 1988; Velichko et al., 1997; Панова и др., 2003; Andreev et al., 2005; Jankovska et al., 2006), а сведения о вещественном составе осадков и геоморфологическом строении получены по полевым наблюдениям, без использования аналитических методов. По результатам палеогеографического изучения в бассейне р. Куи сотрудниками Лаборатории геологии кайнозоя ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН проведено фацально-генетическое расчленение пойменных отложений в трех обнажениях и построена геоморфологическая схема, охарактеризованы этапы развития растительности и климата в субатлантическом периоде голоцена на северо-западе Большеземельской тундры (Буравская, Марченко-Вагапова, 2018; Голубева и др., 2019; Буравская, Голубева, 2020). Использование цифровой модели рельефа высокого раз-

решения ArcticDEM позволило детализировать ранее построенную геоморфологическую схему с помощью космоснимков портала “Планета Земля”. На основе новых результатов гранулометрического и минералогического анализов осадков и изучения их текстурно-структурных особенностей в 12 береговых обнажениях проведено фациально-генетическое расчленение отложений пойменно-руслового комплекса. Дальнейшее изучение микропалеонтологических остатков предоставит информацию о развитии природной среды в более ранние этапы голоцена – с раннего суббореала по настоящее время.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ

Гидрографическая сеть долины р. Куи принадлежит бассейну р. Печоры (рис. 1) и характеризуется перепадом абсолютных отметок уреза воды от 1 до 4 м над ур. м.

В долине реки распространены лесотундровые и тундровые растительные сообщества. Наряду с преобладающими в растительном покрове ку-

старниками (карликовой березкой, багульником, кустарниковой ольхой, ивой и др.) встречаются участки березово-еловых редколесий, пойменных лугов и болот. Для района исследований характерен континентальный климат с длительной холодной зимой и прохладным коротким летом. Средняя температура июля в г. Нарьян-Маре составляет $+12^{\circ}\text{C}$, средняя температура января -18°C , зима длится от 220 до 240 дней. Территория округа находится в условиях избыточного увлажнения. Годовое количество осадков достигает 700 мм (Физико-географическое районирование..., 1968).

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Материалом для статьи послужили результаты геолого-геоморфологических исследований отложений пойменно-руслового комплекса и анализа микропалеонтологических остатков, заключенных

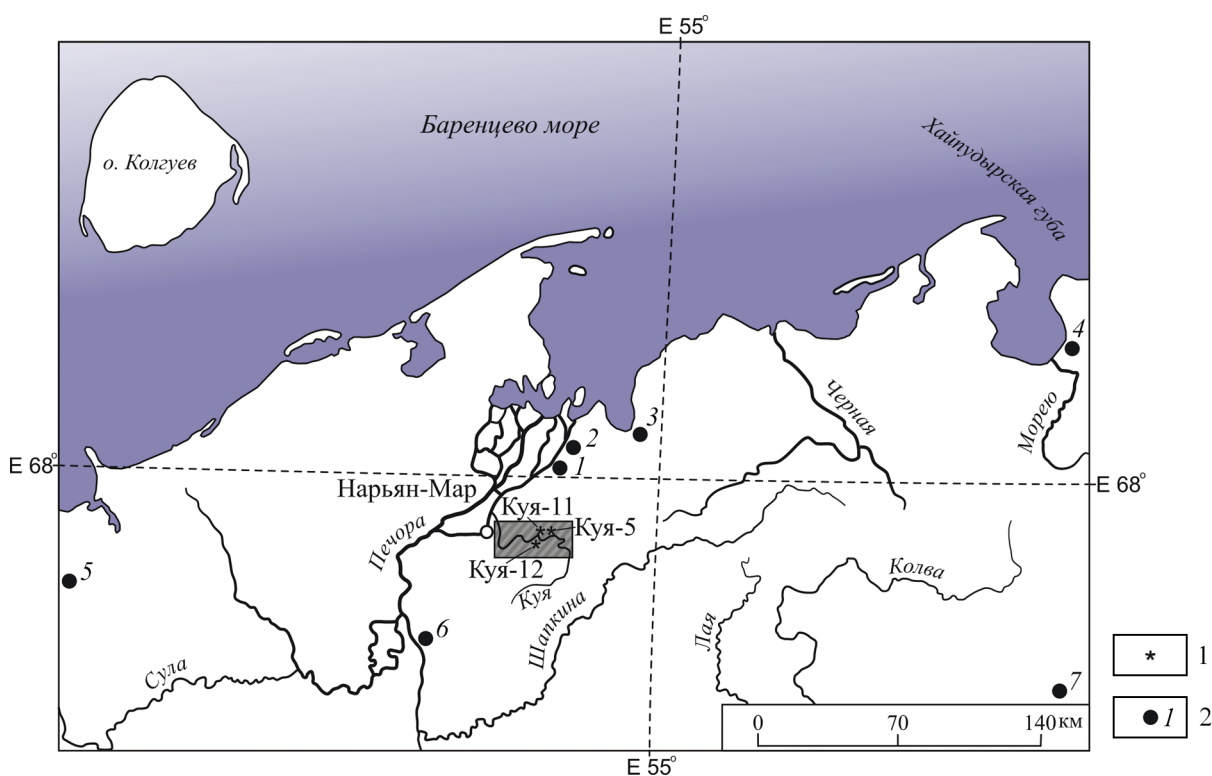


Рис. 1. Обзорная карта района работ.

1 – изученные разрезы в долине р. Куи; 2 – ранее изученные разрезы, упоминаемые в тексте: 1 – Ортино (Kaakinen, Eronen, 2000; Välranta et al., 2003), 2 – Аркто-Пимберто (Нигаматзянова и др., 2022), 3 – Дресвянка (Вейнбергс и др., 1995), 4 – Хайпудырская губа (Болыховская и др., 1988; Velichko et al., 1997; Andreev, Klimanov, 2000), 5 – Тиманский кряж (Paus, Svendsen, 2003), 6 – Мархида (Никифорова, 1979), 7 – Тумбуловаты (Kullti et al., 2004).

Fig. 1. Map of the study area.

1 – this study; 2 – the previously studied sections are: 1 – Ortino (Kaakinen, Eronen, 2000; Välranta et al., 2003), 2 – Arkto-Pimberto (Nigamatzyanova et al., 2022), 3 – Dresvyanka (Veinbergs et al., 1995), 4 – Khaipudyrskaya Guba (Bolikhovskaya et al., 1988; Velichko et al., 1997; Andreev, Klimanov, 2000), 5 – Timan Ridge (Paus, Svendsen, 2003), 6 – Markhida (Nikiforova, 1979), 7 – Tumbulovaty (Kullti et al., 2004).

в отложениях малых озер. Литологическое строение осадков и их геоморфологическая приуроченность выявлены по данным изучения текстурно-структурных особенностей, гранулометрического и минерального составов пойменных образований, вскрытых в 12 разрезах, цифровой модели рельефа ArcticDEM района работ с учетом опубликованных данных по вещественному составу осадков в обн. Куя-11 и Куя-12, а также по выделению генераций аллювия из работ М.Н. Буравской с соавторами (Буравская, Марченко-Вагапова, 2018; Буравская, Голубева, 2020).

В настоящей работе приводятся результаты микропалеонтологических исследований по наиболее полному разрезу голоцена в нижнем течении реки, вскрытому в пойменной террасе (обн. Куя-5). При реконструкции ландшафтно-климатических условий в среднем и позднем голоцене в пределах Большеземельской тундры привлечена ранее полученная палинологическая характеристика осадков субатлантического периода в бассейне р. Куи (обн. Куя-11 и Куя-12), а также средне- и верхне-голоценовых отложений в сопредельных районах (Никифорова, 1979; Болиховская и др., 1988; Velichko et al., 1997; Andreev, Klimanov, 2000; Kaakinen, Eronen, 2000; Välranta et al., 2003; Kullti et al., 2004; Salonen et al., 2011; Нигаматзянова др., 2022; и др.).

Обн. Куя-5 (N 67°37,094' E 53°32,799') расположено на правом берегу р. Куи (описание в стратиграфической последовательности, глубина в метрах).

1. 2.8–2.0. Песок мелкозернистый, желто-серый, с редкими галькой и валунами. Вверх по разрезу толща становится более глинистой. Контакт с вышележащим слоем четкий горизонтально-волнистый.

2. 2.0–0.5. Горизонтальное переслаивание торфа черного плохоразложившегося и глины серой, пластичной, оторфованной, с растительными остатками. Мощности прослоев от 2–3 до 30–40 см. Мощности прослоев торфа кверху сокращаются, а глинистых – возрастают. По всему слою встречаются ветки, семена, кора березы. Контакт с вышележащим слоем четкий горизонтальный.

3. 0.5–0. Супесь покровная, глинистая, неслоистая, с включением растительных остатков, ожелезненная.

Полевое исследование отложений квартера осуществлялось в соответствии с “Методическим руководством по изучению и геологической съемке четвертичных отложений” (Агаджанян и др., 1987).

Фациально-генетическое расчленение проводилось на основе текстурных особенностей и структурных характеристик флювиальных осадков.

Текстуры пород исследовались по методике Л.Н. Ботвинкиной (1965). Выяснялись признаки, характеризующие слоистость отложений: форма,

размер слоевых элементов, их положение в пространстве, внутреннее строение и соотношение друг с другом. Особое внимание уделялось вторичным текстурам осадков, связанным с разными этапами их формирования.

Выполнен гранулометрический анализ 72 образцов осадков по методике Н.А. Качинского (1958) с применением ситового метода и метода лазерной дифракции. Ситовой метод использовался для выяснения фракционного состава материала гравийно-песчаной размерности. Глинисто-алевритовая фракция размером менее 0.1 мм исследовалась на лазерном анализаторе частиц “Микросайзер 201С” при ЦКП “Геонаука” ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар). При обработке полученных результатов определены средние диаметры зерен (d_{cp}) и коэффициенты сортировки материала (S_c). Коэффициент сортировки изменяется от 0 до 1 и растет в направлении увеличения сортировки отложений: $S_c = 0$ – наихудшая сортировка отложений, тогда как $S_c = 1$ соответствует однофракционным осадкам (Белкин, Рязанов, 1972). Названия пород приведены согласно классификации глинисто-алеврито-песчаных пород Л.Б. Рухина (1969).

Вещественный состав отложений пойменно-руслового комплекса установлен минералогическим методом (20 образцов). Подготовка проб для минералогического анализа проводилась по методике М.Ф. Викуловой (1957). Из 200-граммовой навески осадков отмывалась фракция менее 0.1 мм с последующим разделением фракции крупнее 0.1 мм на гранулометрические фракции. Дальнейший анализ минерального состава производился для фракции 0.25–0.1 мм как наиболее представительной и доступной для изучения. Полученный материал разделялся в тяжелой жидкости “Бромформ”, а далее подвергался магнитной сепарации, изучению под биноклем и в иммерсионных препаратах.

Геолого-геоморфологическая схема пойменно-руслового комплекса долины р. Куи построена на основе результатов полевых исследований, фациально-генетического расчленения отложений, а также анализа спутниковых космоснимков высокого разрешения портала ESRI Imagery. Геоморфометрический анализ пойменно-руслового сегмента проведен на основе цифровой модели рельефа ArcticDEM. Применение цифровых моделей рельефа высокого разрешения позволило получить дополнительную информацию о геоморфометрических показателях, распространении и границах основных элементов долины реки.

Химическую обработку 33 проб из обн. Куя-5 для палинологических исследований осуществляли с использованием общепринятых методик (Гладкова и др., 1950). Изучение спор и пыльцы проводили с помощью цифрового биологического микроскопа “Motic BA 300” при увеличении 420. Спорово-

пыльцевые диаграммы строились с помощью программы "TILIA". При расчете в ходе спорово-пыльцевого анализа за 100% принималась сумма пыльцы древесных пород (AP) и травянистых растений (NAP), исходя из которой определялись процентные содержания пыльцы, спор, в том числе переполненных и дочетвертичных, и непольцевых палиноморф.

Основой периодизации голоцена при палино-стратиграфическом расчленении отложений послужили схемы зонального деления голоцена Л.Д. Никифоровой (1979, 1982) и Н.А. Хотинского (1987), а также временные рамки трех подэпох голоцена, утвержденные в 2018 г. Международным союзом геологических наук (Head, 2019; Walker et al., 2019). Радиоуглеродное датирование образцов органического материала проведено в Институте географии РАН (табл. 1). По полученным результатам восстановлены этапы развития природной среды в определенные хронологические периоды голоцена.

Обработка 28 образцов из обн. Куя-5 для диатомового анализа проводилась по общепринятым методикам (Диатомовый анализ, 1949–1950; Диатомовые водоросли..., 1974). Створки изучались с помощью того же микроскопа. Диаграмма распределения видов диатомей по разрезу оформлялась с использованием программы "TILIA", при этом за 100% взята сумма всех отмеченных форм. Подсчет числа створок обычно проводился в 1/10 части препарата (в препарате размером 18 × 18 мм насчитывалось 108 рядов), затем производился перерасчет на весь препарат. При оценке численности диатомей использовалась 6-балльная шкала (Лосева, 1965; и др.): 1 – единично (1–5 створок на препарат), 2 – редко (6–30), 3 – нередко (31–60), 4 – часто (61–120), 5 – очень часто (120–3600), 6 – в массе (более 3600 створок на препарат). Диатомовые с максимальной оценкой обилия 6 баллов отнесены к доминантам, субдоминанты с обилием 4–5 баллов занимают второе место в структуре сообществ. Так как большинство диатомовых водорослей, отмеченных нами в отложениях, встречаются в современных водоемах, экология их хорошо известна. Характеристики диатомей рассматривались, с

учетом опубликованных данных (Прошкина-Лавренко, 1953; Krammer, Lange-Bertalot, 1986; Лосева и др., 2004), по четырем признакам: местообитанию, отношению к солености, отношению к pH среды и фитогеографическим характеристикам видов (биогеографии). Галобность определялась в целях выяснения условий осадконакопления в позднем голоцене в условиях приливно-отливной зоны долины реки. Расчеты проводились по числу видов, в ряде случаев с обильными и представительными комплексами, они дополнялись расчетами по количеству экземпляров доминирующего комплекса, в который обычно входили диатомей с оценками обилия 5 и 6. Результаты изучения экологической структуры диатомовых комплексов представлены в виде диаграммы.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Геоморфологическое строение и литологическая характеристика пойменно-русловых образований

По данным геоморфометрического анализа и фациально-генетического расчленения осадков пойменно-руслового комплекса, в долине р. Куи выделен эрозионно-аккумулятивный рельеф надпойменной террасы и поймы.

Наибольшее распространение на исследуемой территории занимает эрозионно-аккумулятивная надпойменная терраса (рис. 2). На основе анализа цифровой модели рельефа ArcticDEM установлено, что рельеф террасы представляет собой слабонаклоненную к северо-западу поверхность с абсолютными отметками от 6 до 14 м. В строении выделенного типа рельефа принимают участие алевритовые и глинисто-алевритовые средне- и мелкозернистые светло-коричневые пески с единичным гравием и гальками. Цоколь террасы сложен ледниковыми валунными суглинками и озерно-ледниковыми глинисто-песчаными алевритами поздневалдайского возраста (Марченко-Вагапова, Исаков, 2017). Мощность аллювиальных отложений надпойменной террасы варьируется от 13 до 15 м.

Таблица 1. Результаты радиоуглеродного датирования образцов из торфа

Table 1. Results of radiocarbon dating of peat samples

№ п. п.	Лабораторный номер	Полевой номер	Глубина отбора, м	¹⁴ C, BP (1σ)	Возраст, кал. л. н. (медиана)
1	IGAN 5638	Обр. 2/7	1.2	2040 ± 60	2004
2	IGAN 5639	Обр. 1/12	1.95	750 ± 80	697
3	IGAN 5640	Обр. 1/11	3.05	1000 ± 70	908
4	IGAN 5641	Обр. 1/14	2.0	1180 ± 80	1108
5	IGAN 5642	Обр. 1/10	1.9	1120 ± 60	1038
6	IGAN 5643	Обр. 2/10	1.1	800 ± 60	728
7	IGAN 5644	Обр. 2/5	1.3	1760 ± 60	1676
8	IGAN 5645	Обр. 1/5	1.9	3360 ± 70	3602

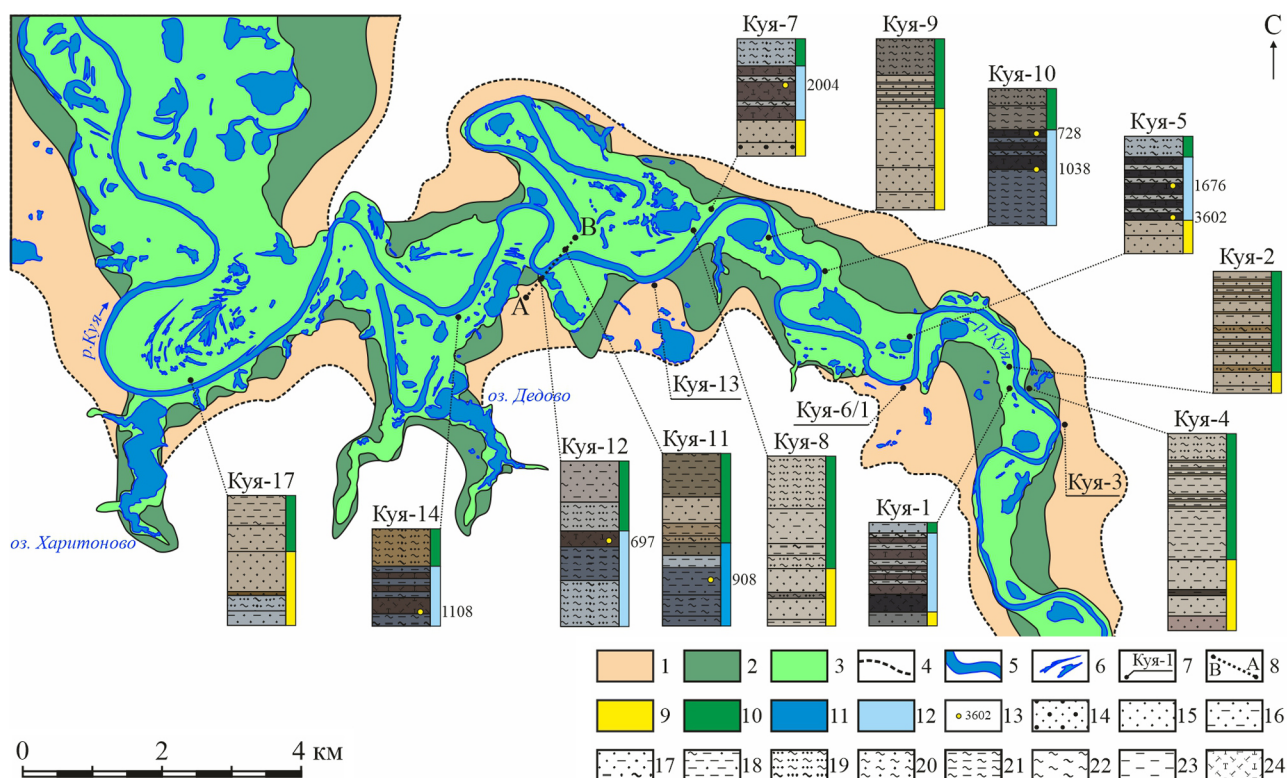


Рис. 2. Геолого-геоморфологическая схема пойменно-руслового комплекса р. Куи (северо-запад Большеземельской тундры).

Геоморфологическая характеристика: 1 – надпойменная терраса, 2 – высокая пойма, 3 – низкая пойма и прирусловая отмель, 4 – внешняя граница надпойменной террасы, 5 – русло реки, 6 – озера, 7 – номера обнажений, 8 – разрез пойменно-руслового комплекса по линии А–В. Фации: 9 – русловая, 10 – пойменная, 11 – старичная, 12 – озерно-болотная, 13 – радиоуглеродные даты, кал. л. н. Литологическая характеристика: 14 – песок с гравием, 15 – песок, 16 – алевритовый песок, 17 – глинисто-алевритовый песок, 18 – глинисто-песчаный алеврит, 19 – супесь, 20 – песчаный суглинок, 21 – алевритовый суглинок, 22 – глина, 23 – алеврит, 24 – торф.

Fig. 2. Geomorphological scheme of the floodplain-channel complex of the Kuya river (north-west of the Bol'shezemel'skaya tundra).

Geomorphological characteristics: 1 – above-floodplain terrace, 2 – high floodplain, 3 – low floodplain and riverbed bank, 4 – outer boundary of the terrace above the floodplain, 5 – river bed, 6 – lakes, 7 – numbers of outcrops, 8 – section of the floodplain-channel complex along line A–B. Facies: 9 – channel, 10 – floodplain, 11 – old, 12 – lake-swamp, 13 – radiocarbon dates, calibrated years ago. Lithological characteristics: 14 – sand with gravel, 15 – sand, 16 – silty sand, 17 – clayey-silty sand, 18 – clay-sandy silt, 19 – sandy loam, 20 – sandy loam, 21 – silty loam, 22 – clay, 23 – silt, 24 – peat.

Эрозионно-аккумулятивный рельеф поймы представлен двумя разновидностями – высокой и низкой поймами. Поверхность поймы хорошо выражена в современном рельефе, имеет четкие уступы, неровную поверхность, а также большое количество блуждающих меандров и врезанных стариц (рис. 3).

Особенностью этого типа рельефа является сильная заболоченность и гривистость поверхности, что отчетливо дешифрируется на спутниковых снимках высокого разрешения. Согласно геоморфометрическим данным, поверхность высокой и низкой поймы имеет абсолютные отметки 6–8 и от 4 до 6 м над ур. м. соответственно.

В строении высокой поймы выделяются две фации: русловая – сложенная светло-коричневыми

и коричневато-бежевыми мелко- и среднезернистыми косослоистыми алевритовыми песками – и пойменная – сложенная горизонтальным и пологоволнистым переслаиванием коричневых глинисто-песчаных алевритов и коричневато-бежевых супесей.

Низкая пойма представлена тремя фациальными разновидностями аллювия. Русловая фация сложена средне- и мелкозернистыми желто-серыми косослоистыми глинисто-алевритовыми песками, перекрытыми горизонтальным и пологоволнистым переслаиванием бежевых супесей, коричневых глинисто-песчаных алевритов и светло-коричневых глинисто-алевритовых песков пойменной фации. Старичная фация аллювия выделе-

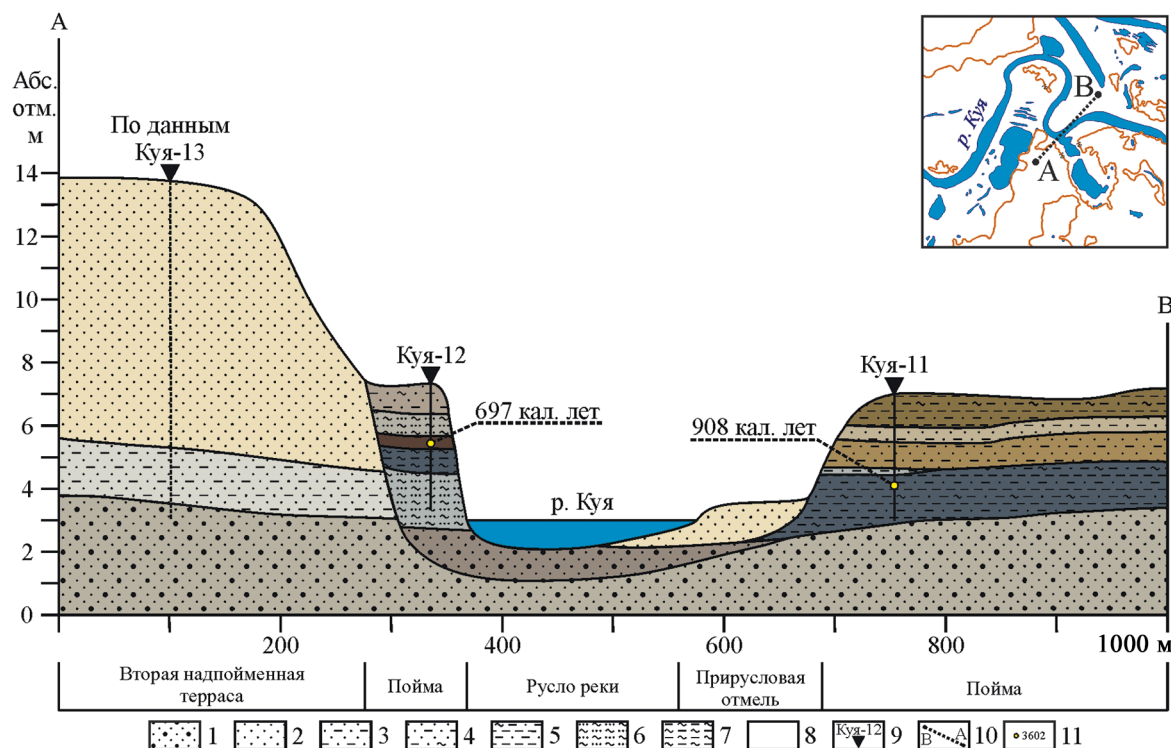


Рис. 3. Поперечный геологический разрез долины р. Куя по линии А–В.

1 – песок с гравием; 2 – песок; 3 – алевритовый песок; 4 – глинисто-алевритовый песок; 5 – глинисто-песчаный алеврит; 6 – супесь; 7 – алевритовый суглинок; 8 – торф; 9 – номера обнажений; 10 – разрез пойменно-руслового комплекса по линии А–В; 11 – радиоуглеродные даты, кал. л. н.
Куя-5 – разрез, обсуждаемый в данной работе; Куя-3 – скоррелировано с ранее изученным разрезом (Марченко-Вагапова, Исаков, 2017).

Fig. 3. Cross-sectional geological section of the Kuya river valley through points A–B.

1 – sand with gravel; 2 – sand; 3 – silty sand; 4 – clayey-silty sand; 5 – clay-sandy silt; 6 – sandy loam; 7 – silty loam; 8 – peat; 9 – numbers of outcrops; 10 – section of the floodplain-channel complex along line A–B; 11 – radiocarbon dates, calibrated years ago.
Kuya-5 – this study, Kuya-3 – adapted after (Marchenko-Vagapova, Isakov, 2017).

на в центральной части широтного отрезка долины реки и представлена мелкозернистыми серыми глинисто-алевритовыми песками, переходящими вверх по разрезу в тонкое переслаивание глинистых алевритов и глинисто-песчаных алевритов от серо-коричневых до сизо-коричневых оттенков.

Мощность пойменно-русловых отложений территории исследований колеблется в пределах 3–6 м. Низкая пойма часто усложнена погребенными под пойменной фацией озерно-болотными осадками вторичных водоемов, сложенных горизонтальным и пологоволнистым переслаиванием сизых глинисто-песчаных алевритов, алевритовых суглинков и коричневого торфа различной степени разложения.

Гранулометрический и минералогический анализы

Гистограммы гранулометрического состава построены по наиболее представительным разрезам

пойменно-руслового комплекса, отражающим фациальные типы голоценового аллювия.

Согласно результатам гранулометрического анализа русловой фации надпойменной террасы (обн. Куя-3, Куя-6/1, Куя-13), среднее значение песчаной фракции составляет 83%, алевритовой – 11%, глинистой – до 3%. Содержание гравия варьируется от 3 до 18%. Карбонатность пород изменяется от 1 до 14%. Средний диаметр частиц уменьшается вверх по разрезу от 0.242 до 0.121 мм. Значение коэффициента сортировки (S_c) колеблется от 0.33 до 0.71 (рис. 4). Минеральный состав тяжелой фракции характеризуется амфиболом (21%)–гранатом (25%)–эпидотовой (27%) минеральной ассоциацией с незначительными равными значениями магнетита и ильменита – по 8% (рис. 5). Количество титановых минералов составляет до 6%, метаморфических – до 3%.

Русловая фация высокой поймы (обн. Куя-4) характеризуется преобладанием песка – 88%, среднее значение алеврита – 10%, глины – 2%. Сред-

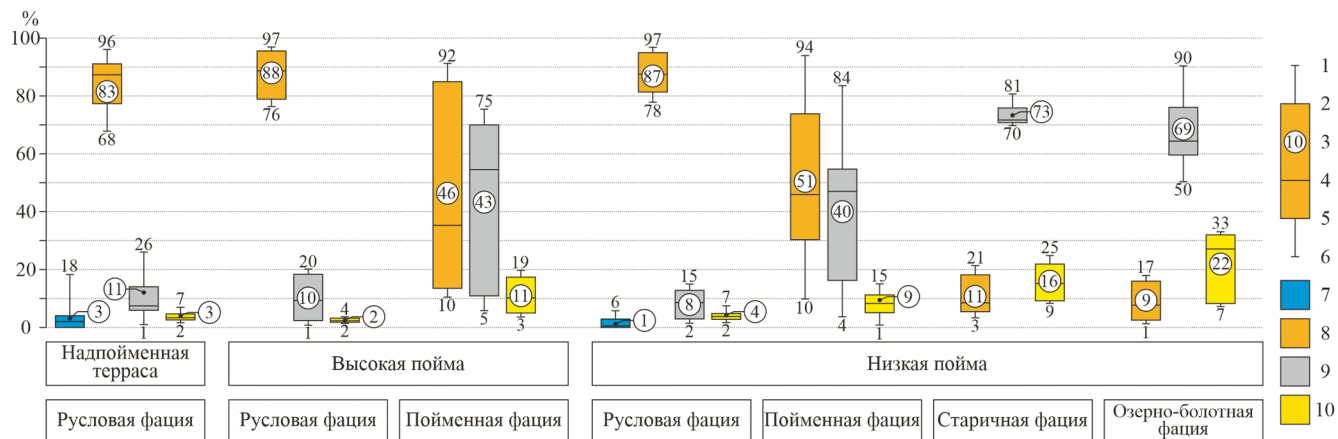


Рис. 4. Гранулометрический состав осадков пойменно-руслового комплекса долины р. Куи.

1 – максимальное процентное содержание фракции, 2 – квартиль 75%, 3 – среднее арифметическое, 4 – квартиль 50%, 5 – квартиль 25%, 6 – минимальное процентное содержание фракции, 7 – гравий, 8 – песок, 9 – алеврит, 10 – глина.

Fig. 4. Granulometric composition of sediments in the floodplain-channel complex in the Kuya river valley.

1 – maximum fraction percentage, 2 – quartile 75%, 3 – arithmetic mean, 4 – quartile 50%, 5 – quartile 25%, 6 – minimum percentage of fraction, 7 – gravel, 8 – sand, 9 – silt, 10 – clay.

ний диаметр зерен (d_{cp}) составляет 0.186 мм, значение коэффициента сортировки (S_c) – до 0.64. Минеральный состав тяжелой фракции представлен гранат(19%)-амфибол(21%)-эпидотовой(22%) ассоциацией с повышенными содержаниями ильменита и группы титановых минералов – до 8%.

По данным гранулометрического состава пойменной фации высокой поймы (обн. Куя-4), содержание песка варьируется от 10 до 92%, алеврита – от 5 до 75%, глины – от 3 до 19%. Средний диаметр зерен d_{cp} – от 0.038 до 0.160 мм, S_c – от 0.47 до

0.63. Минеральный состав тяжелой фракции характеризуется ильменит (14%)-эпидот (16%)-амфибол (17%)-гранатовый (24%) минеральной ассоциацией с высоким содержанием группы титановых минералов – до 7%. Количество метаморфических минералов не превышает 1%.

Согласно данным гранулометрического состава русловой фации низкой поймы (обн. Куя-1, Куя-2, Куя-5, Куя-7–Куя-9, Куя-17), среднее значение песчаной фракции составляет 87%, алевритовой – 8%, глинистой – 4% (см. рис. 4). Количество

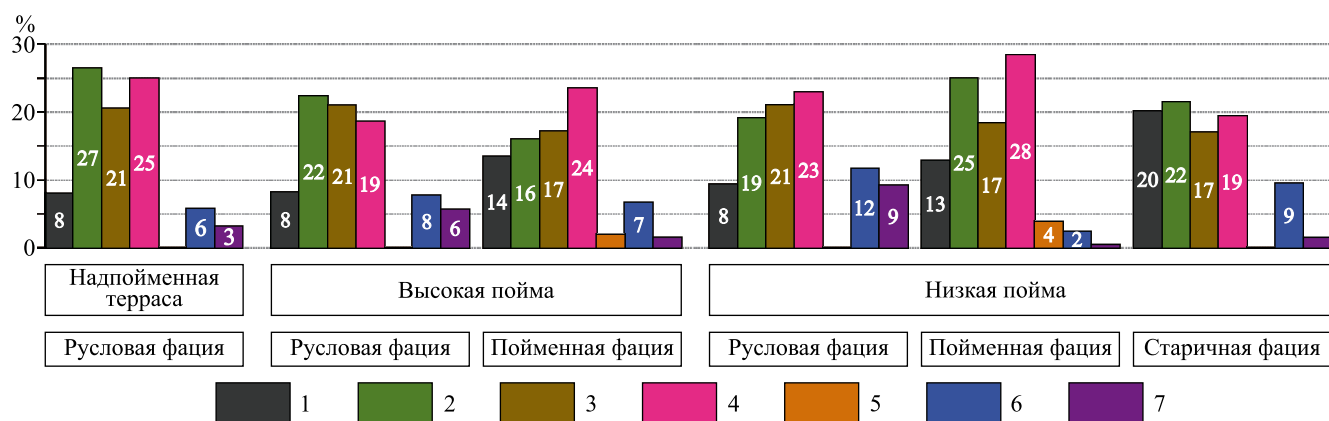


Рис. 5. Минеральный состав осадков пойменно-руслового комплекса долины р. Куи.

1 – ильменит; 2 – амфибол; 3 – эпидот; 4 – гранат; 5 – сидерит; 6 – группа титановых минералов (рутил, титанит, лейкоксен); 7 – группа метаморфических минералов (кианит, ставролит, силлиманит).

Fig. 5. Mineral composition of sediments in the floodplain-channel complex in the Kuya river valley.

1 – ilmenite; 2 – amphibole; 3 – epidote; 4 – garnet; 5 – siderite; 6 – group of titanium minerals (rutile, titanite, leucoxene); 7 – group of metamorphic minerals (kyanite, staurolite, sillimanite).

гравия не превышает 6%, в среднем составляя 1%. Отложения характеризуются высоким S_c – до 0.77 – и средним d_{cp} – 0.136 мм. В минеральном составе тяжелой фракции выделена эпидот(19%)-амфибол(21%)-гранатовая(23%) минеральная ассоциация с повышенным содержанием группы титановых (до 12%) и метаморфических (до 9%) минералов.

Для отложений пойменной фации низкой поймы (обн. Куя-1–Куя-2, Куя-5, Куя-7, Куя-10–Куя-12, Куя-14, Куя-17) содержание песчаной фракции изменяется от 10 до 94%, алевритовой – от 4 до 84%, глинистой – от 1 до 15%. Средний диаметр зерен d_{cp} варьируется от 0.051 до 0.184 мм, S_c – от 0.29 до 0.66. (см. рис. 4). Для минерального состава пойменных отложений характерна ильменит(13%)-амфибол(17%)-эпидот(25%)-гранатовая(28%) ассоциация. Количество титановых и метаморфических минералов до 2 и 0.3% соответственно (см. рис. 5).

Гранулометрический состав старичной фации аллювия (обн. Куя-11, Куя-12) характеризуется преобладанием алеврита (73%), подчиненное значение имеют содержания глины (16%) и песка (11%). Осадки определяются средней, до хорошей, степенью S_c (0.41–0.60) и d_{cp} , равным 0.024–0.090 мм. Минеральный состав тяжелой фракции характеризуется амфибол(17%)-гранат(19%)-ильменит(20%)-эпидотовой(22%) минеральной ассоциацией с повышенным содержанием группы титановых минералов (до 9%).

По данным гранулометрического анализа озерно-болотных осадков вторичных водоемов низкой поймы (обн. Куя-1, Куя-5, Куя-7, Куя-10, Куя-12, Куя-14), характерно повышенное содержание алевритовой фракции – от 50 до 90%, d_{cp} – 0.025 мм. Количество глинистой и песчаной фракций варьируется от 7 до 33 и от 1 до 17% соответственно. Значения S_c составляют 0.15–0.20.

Палинологический анализ

По результатам палинологического анализа 33 образцов из обн. Куя-5 выделены семь палинозон (ПЗ) (рис. 6).

ПЗ-1 (инт. 2.25–1.82 м, 3 обр.). В общем составе спектров палинозоны распределение групп растений следующее: древесно-кустарниковая группа – 80–95%, группа трав – 5–20%. Весьма значительна доля спор, которая достигает 333% (от суммы пыльцы древесных и травянистых растений) в спектре из основания разреза и сокращается до 56%, а затем и до 11% в верхней части ПЗ. В первой группе доминирует пыльца кустарников (*Betula* sect. *Nanae*, *Salix* sp., *Alnaster fruticosus*), меньшую долю составляет пыльца древесных *Betula* sect. *Albae*, *Picea* sp., *Pinus sylvestris*. Отмечены единичные устьица сосны обыкновенной. В составе пыльцы травянистых растений встречены в незначительных количествах *Ericaceae*, *Cyperaceae*, *Artemisia* sp. и раз-

нотравье. Среди споровых преобладают папоротники (*Polypodiaceae*) и плауны тундровых арктоальпийских (*Lycopodium pungens*, *L. alpinum* и *appressum*) и таежных (*L. clavatum*, *L. complanatum* и *L. annotinum*) видов. Также присутствуют споры сфагновых и зеленые мхов.

Результаты спорово-пыльцевого анализа образцов из прослая глинистого мелкозернистого песка в основании разреза (ПЗ-1) свидетельствуют о распространении в районе исследований сообществ ерниковой тундры. Высокое содержание спор плаунов, вероятно, завышено вследствие аллювиального генезиса осадков, но тем не менее оно указывает на произрастание в долине реки островных елово-березовых лесов, так как в настоящее время таежные виды плаунов встречаются в лесотундре в еловых и елово-березовых редколесьях.

ПЗ-2 (инт. 1.82–1.73 м, 2 обр.). В палинозоне наметилась четкая тенденция к уменьшению содержания пыльцы деревьев и кустарников до 73–84%, но внутри группы значительно увеличивается количество пылевых зерен деревьев с максимумом хвойных пород (*Picea* sp. и *Pinus sylvestris*, до 25 и 20% соответственно) за счет сокращения доли пыльцы карликовой березы с 67–75 до 5–7%. В составе древесных пород появляются в небольшом количестве *Alnus* sp. и единичные зерна *Ulmus* sp. В группе трав возрастает количество пыльцы осоковых, становится разнообразнее состав пыльцы разнотравья. В группе спор возросло участие сфагновых мхов, появляется *Equisetum* sp. и сокращается количество арктоальпийских плаунов. Для палинозоны характерно присутствие единичных остатков паразитирующего на сфагновых мхах гриба *Bryophytomyces sphagni*.

Радиоуглеродная датировка (IGAN 5645: 3360 ± 70 л. н., 3602 кал. л. н.) и результаты палинологического анализа указывают на начало формирования изучаемого торфяника в конце среднесуббореального периода. В районе исследований произрастали среднетаежные еловые леса.

ПЗ-3 (инт. 1.73–1.37 м, 7 обр.) подразделяется на три субпалинозоны. Для нижней части зоны (субпалинозона 3а, инт. 1.73–1.63 м, 2 обр.) характерно значительное уменьшение доли пыльцы хвойных древесных пород (ели – до 3% и сосны обыкновенной – до 1–3%), некоторое увеличение количества пыльцы кустарниковых видов берез и ольховника, присутствие тератоморфной (четырехкамерной, мелкого размера) и бурой (обугленной) пыльцы берез, углистых частиц, а также снижение роли сфагновых мхов. В группе пыльцы трав преобладает *Cyperaceae*, присутствуют *Poaceae*, *Artemisia* sp., *Chenopodiaceae* и представители разнотравья *Rosaceae*, *Apiaceae*, *Fabaceae*, *Polypodiaceae* и др.

Состав спектров субпалинозоны ПЗ-3а отражает некоторое сокращение площадей, занятых дре-

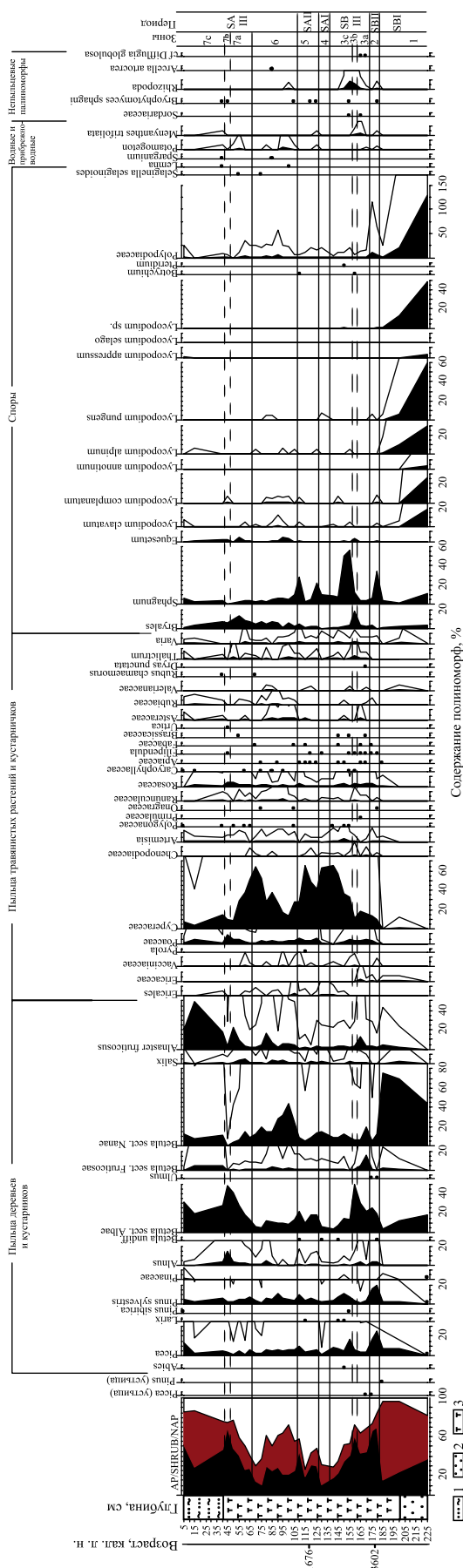


Рис. 6. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений из обн. Куя-5.

AP + SHRUB + NAP = 100%. Дополнительный контур показывает увеличение базового таксона в 10 раз; точками показаны таксоны, содержание которых <1%. 1 – су-
тес, 2 – торф, 3 – песок.

Fig. 6. Pollen and spore percentage diagram of Kuya-5 section.

NAP + SHRUB + NAP = 100%. Additional curves represent $\times 10$ exaggeration of base curves; black dots represent the presence of taxa $< 1\%$. 1 – sandy loam, 2 – peat, 3 – sand.

востоями, и распространение кустарниковых зарослей из березы и ольховника, вероятно, вследствие пожара.

Субпалинозона 3б (инт. 1.63–1.58 м, 1 обр.) выделена на основании максимума пыльцы древовидной березы (50 %) при сокращении участия пыльцы кустарников березы, ивы и ольховника, составляющей суммарно 10%. По-прежнему незначительно содержание пыльцы хвойных пород (ели – 6% и сосны обыкновенной – 4%). Состав пыльцы травянистых в целом сохраняется, за исключением некоторого уменьшения доли осоковых. В спектре возросла роль споровых растений, среди которых встречены споры зеленых и сфагновых мхов, хвощей (18, 12 и 3% соответственно), папоротников и гроздовника (в единичном количестве). Вероятно, состав спектра свидетельствует о распространении лубов из березы, предшествовавшем восстановлению елово-сосновых лесов.

Для верхней части ПЗ (субпалинозона Зс, *инт.* 1.58–1.37 м, 4 обр.) фиксируется существенное увеличение участия пыльцы хвойных деревьев (ели – до 17% и сосны обыкновенной – до 11%; появляются единичные зерна *Abies sibirica*, *Pinus sibirica* и *Larix* sp.). При этом роль пыльцы древовидной березы в спектрах уменьшилась до 4–14%. В группе пыльцы трав значительно увеличивается доля осоковых. Среди споровых растений доминируют сфагновые мхи. Встречаются единичные переотложенные споры и пыльца. Из непыльцевых палиноморф в спектрах отмечены остатки раковинных амёб, среди которых определены cf. *Diffugia globulosa*, обитающие на моховых подушках, а также грибов *Bryophytomyces sphagni* и Sordariaceae. Состав спектров субпалинозоны ПЗ-Зс указывает на развитие еловых лесов

Спектр ПЗ-4 (инт. 1.37–1.27 м, 1 обр.) отличается от предыдущей ПЗ почти двукратным превышением пыльцы кустарниковой растительности (20%), представленной преимущественно карликовой березой, над пыльцой древесной растительности (*Betula* sect. *Albae* – 6%, *Pinus sylvestris* – 2%, *Picea* sp. и *Alnus* sp. – единичные зерна). Исчезает пыльца *Abies sibirica*, *Pinus sibirica* и *Larix* sp. В спектре наблюдается повышенное содержание пыльцы травянистых, состав которых становится менее разнообразным. Доминирует Cyperaceae (62%), присутствуют Ericales (2%), Poaceae, *Artemisia* sp., Chenopodiaceae, Rosaceae, Ranunculaceae, *Filipendula* sp. (единичные зерна). Немногочисленную группу спор образуют сфагновые мхи (10%), тундровый арктоальпийский вид плаунов *Lycopodium obscurum* L.

podium pungens и папоротники (единичные споры). Отмечено небольшое количество переотложенных спор и пыльцы (до 4%).

В спектрах ПЗ-5 (инт. 1.27–1.07 м, 4 обр.) содержание пыльцы древесных пород (19–46%) превышает количество пыльцы кустарников (8–17%). Присутствуют *Betula* sect. *Albae* – 10–22%, *Betula* sect. *Nanae* – 6–13%, *Pinus sylvestris* – 3–10%, *Picea* sp. – 4–9% и *Alnus* – 1–2%. Среди травянистых растений по-прежнему преобладает *Сyperaceae*, но по сравнению с предыдущей ПЗ чаще встречается *Рosaceae* (3–6%), наряду с указанными выше родами и семействами появляются в небольшом количестве *Apiaceae*, *Fabaceae*, *Asteraceae*, *Valeriana* sp., *Thalictrum* sp., водные растения *Menyanthes trifoliata* и *Potamogeton* sp. В группе споровых вновь увеличивается участие сфагновых мхов (до 28%).

ПЗ-6 (инт. 1.07–0.67 м, 8 обр.). Значительную долю вновь составляет пыльца кустарников (16–51%) и трав (25–70%). Среди кустарников доминирует *Betula* sect. *Nanae* (12–44%), в меньших количествах присутствуют *Alnaster fruticosus* (2–16%) и *Salix* sp. (1–4%). Снижается содержание пыльцы *Betula* sect. *Albae* (5–14%). В группе пыльцы трав остается значительная роль *Сyperaceae* (14–65%). В группе споровых растений преобладают споры зеленых и сфагновых мхов, хвощей. Высоко содержание дочетвертичных спор и пыльцы (до 38%). Обнаружены раковинные амебы, среди которых определены *Arcella artocrea*, населяющие кочки сфагновых болот, и паразитирующий на сфагнах гриб *Bryophytophthora sphagni*.

Палинозоны ПЗ-4 – ПЗ-6 отражают распространение тундровых (ПЗ-4 и ПЗ-6) и лесотундровых (палинозона ПЗ-5) сообществ. Палинологическая характеристика осадков в интервале 1.37–0.67 м и радиоуглеродная датировка 1760 ± 60 л. н., 1676 кал. л. н. (IGAN 5644) с глубины 1.2 м позволяют воссоздать следующую смену растительности: заросли из карликовой березы (период SAI) – елово-березовые редколесья (период SAII) – кустарниковые заросли из березы и ольховника (период SAIII).

ПЗ-7 (инт. 0.67–0.05 м, 8 обр.) подразделяется на три субпалинозоны.

Субпалинозона 7a (инт. 0.67–0.47 м, 4 обр.) выделена на основании рациональной кривой пыльцы древесных, содержание которой увеличивается от 27 до 49% и вдвое превышает количество пыльцы кустарников *Betula* sect. *Nanae* (4–15%), *Alnaster fruticosus* (2–23%) и *Salix* sp. (1–5%). Среди пыльцы деревьев преобладает *Betula* sect. *Albae* (13–41%), в небольшом количестве встречаются *Pinus sylvestris* – 2–7%, *Picea* sp. – 1–5% и *Alnus* sp. – 2–3%. В группе пыльцы травянистых растений наблюдается значительное снижение доли осоковых – с 51 до 9%. В группе споровых увеличивается содержание спор зеленых мхов, в незначительных количествах присутствуют споры сфаг-

новых мхов, хвощей, папоротников, *Selaginella selaginoides*, таежных видов плаунов *Lycopodium clavatum* и *L. complanatum*. Спектры субпалинозоны 7a отражают локальное распространение березовых редколесий, вызванное постепенным улучшением климата.

В спектре субпалинозоны 7b (инт. 0.47–0.42 м, 1 обр.) обращают на себя внимание максимумы пыльцы древовидной березы (49%) и ольхи (15%) при крайне низком содержании пыльцы кустарниковых ольховника и березы (суммарно 4%). Среди травянистых преобладает пыльца семейств *Сyperaceae*, *Рosaceae* и *Rosaceae*. Группа споровых растений составляет 10% и представлена в основном спорами сфагновых и зеленых мхов. Спектр субпалинозоны 7b фиксирует фазу пойменных березовых лесов и луговой растительности, связанную с кратковременным смягчением климатической обстановки.

В спектрах субпалинозоны 7c (инт. 0.42–0.05 м, 2 обр.) существенно преобладает пыльца древесной и кустарниковой растительности (87%). Здесь, наряду с высоким количеством пыльцы кустарников (*Alnaster fruticosus* (20–50%), *Betula* sect. *Nanae* (8–13%), *Salix* sp. (1–4%), присутствует пыльца древесных растений *Betula* sect. *Albae* (20–32%), *Picea* sp. (2–13%) и *Pinus sylvestris* (2–4%). Доля пыльцы трав в пределах зоны сокращается до 13%. Наблюдается снижение роли пыльцы осок. Среди немногочисленных спор присутствуют зеленые и сфагновые мхи, хвощи, папоротники и плауны *Lycopodium alpinum*, *L. appressum* и *L. clavatum*.

Состав спектров субпалинозоны ПЗ-7с указывает на развитие пойменной растительности, представленной комплексами елово-березовых редколесий, моховых ольховников и ерников, тундровых луговин с участками заливных лугов, занятых осоково-разнотравно-злаковыми группировками, – современных лесотундровых и южнотундровых сообществ.

Диатомовый анализ

Диатомовым анализом в отложениях обн. Куя-5 изучено 28 образцов, отобранных из всех слоев обнажения. В четырех образцах обнаружены диатомовые водоросли. Комплексы в целом включают 70 видов и разновидностей, относящихся к 23 родам. Класс *Centrophyceae* представлен видом *Aulacoseira italica* var. *tenuissima*, встреченным с оценкой обилия “единично”. Остальные относятся к классу *Pennatophyceae*. Господствующее положение в комплексе занимают виды родов *Pinnularia* (11), *Navicula* (10 форм) и *Eunotia* (9). В целом виды немногочисленны; с оценкой обилия “очень часто” отмечены *Cymbella naviculiformis*, *Epithemia turgida*, *Eunotia praerupta* и *E. gracilis*, *Fragillaria construens* var. *venter*, *Gomphonema parvulum*, *Na-*

vicula elginensis, *Pinnularia viridis*, *Stauroneis anceps* и некоторые другие (рис. 7).

На основании изменения видового разнообразия и количества экземпляров в препарате выделено два диатомовых комплекса.

Комплекс I (инт. глубин 1.2–0.8 м, 3 обр. из оторфованной глины) характеризуется невысокими разнообразием и численностью, включает 23 вида и разновидности, до 320 экз. на препарат. Наиболее разнообразны роды *Pinnularia* (5 видов) и *Navicula* (3). С оценкой обилия “часто” встречен только *Pinnularia viridis*. В комплексе преобладают донные и обрастатели. Это виды родов *Amphora*, *Cymbella*, *Epithemia*, *Eunotia*, *Hantzschia*, *Navicula*, *Pinnularia*, *Tabellaria* и другие с невысокими оценками обилия. Среди них наиболее многочисленны *Pinnularia viridis* и *Epithemia turgida*. Из планктонных форм встречен с оценкой обилия “единично” только *Tabellaria fenestrata*. В комплексе по отношению к солености преобладают виды-индифференты, в группе галофобов отмечены: *Eunotia praeurupta*, *Neidium bisulcatum*, *Pinnularia esox*, *Tabellaria fenestrata*. С оценкой “нередко” встречен единственный галофил *Epithemia turgida*. По отношению к кислотности доминируют алкалофилы и алкалобионты, среди ацидофилов отмечены *Eunotia pectinalis* var. *minos* f. *impressa*, *E. clevei*, *Pinnularia major*, *Tabellaria fenestrata* и некоторые др. В соответствии с фитогеографическими характеристиками видов преобладают космополиты и бореальные формы, северных форм встречено значительно меньше *Cymbella aspera*, *Eunotia clevei*, *Navicula amfibola*, *Neidium bisulcatum*.

В комплексе II (на глубине 0.3 м, 1 обр. из супесей покровной) отмечается значительное увеличение как видового разнообразия (до 61), так и численности видов (до 6439 экз. на препарат). Ведущее место заняли роды *Pinnularia* (10 видов), *Eunotia* и *Navicula* (по 8), *Cymbella* (5 форм). С оценкой “очень часто” встречены *Cymbella naviculiformis*, *Epithemia turgida*, *Eunotia praeurupta*, *Gonphanema parvulum*, *Hantzschia amphioxys*, *Navicula elginensis*, *Pinnularia mesolepta*, *Stauroneis anceps* и некоторые др. В комплексе доминируют донные виды и обрастатели, отмечены единичные планктонные виды *Aulacoseira italica* var. *tenuissima* и *Tabellaria fenestrata* с оценками обилия “единично”. По отношению к солености преобладают индифференты, доля галофобов (*Epithemia zebra*, *Eunotia praeurupta* v. *bidens*, *Meridion cerculare*, *Neidium bisulcatum*, *Pinnularia ignobilis* и др.) составила 20%, галофилов (*Caloneis amphisbaena*, *Epithemia turgida*, *Navicula pupula*, *Rhopalodia gibba*, *Stauroneis phoenicenteron* и др.) – до 15%, встречен с оценкой обилия “единично” мезогалоб *Nitzschia parvula*. Виды-алкалофилы преобладают. Доминируют бореальные виды и космополиты (см. рис. 7).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Этапы и условия формирования пойменно-руслового комплекса долины р. Куи

Особенности осадконакопления и рельефообразования в пределах изученной территории рассматривались в ряде работ, посвященных исследованиям гляциального и аквального морфолитогенеза северо-западной части Большеземельской тундры (Арсланов и др., 1981; Андреичева, 2002; Astakhov, 2004; Лавров, Потапенко, 2012). Наиболее детальные геолого-геоморфологические построения для этого района приведены в работе А.С. Лаврова и Л.М. Потапенко, в которой они связывают заложение и формирование долины р. Куи с последним этапом деградации поздневалдайского (полярного) ледникового покрова, краевые образования которого отчетливо выделяются на аэрофотоснимках и цифровой модели рельефа ArcticDEM. Авторами выделены две террасы: послеледниковая, не сопряженная с меандровым поясом, и голоценовая, образующая ядра меандров. При этом фациальная характеристика пойменно-руслового комплекса детально не рассматривалась, а лишь выделялась в общий морфогенетический тип рельефа.

Сопоставление результатов наших исследований с данными А.С. Лаврова и Л.М. Потапенко позволяет с уверенностью утверждать, что формирование эрозионно-аккумулятивной надпойменной террасы связано с периодом позднеплейстоценового максимального стока водных масс. О высокой динамике потока, наступившего после окончания валдайского оледенения (Марченко-Вагапова, Исаков, 2017), свидетельствуют большая мощность, однородность гранулометрического состава и хорошая сортированность осадков, слагающих надпойменную террасу. Сильная заболоченность рельефа террасы и изрезанность ложбинами спуска послеледниковых термокарстовых озер связаны с общим увлажнением климата во время заложения современного плана речной сети.

На основе структурных, тектонических, диатомовых и геохронологических данных, полученных при изучении отложений пойменно-руслового комплекса, выделены четыре основных этапа голоценовой истории долины р. Куи.

Первый этап формирования речной сети связан с уменьшением стока водных масс в раннем и среднем голоцене и накоплением осадков высокой пойменной террасы. Русловая фация аллювия характеризуется хорошей сортировкой (до 0.64) и преобладанием песчаной фракции мелко- и среднеразмерной, что указывает на постоянную и высокую гидродинамическую активность вод бассейна седиментации. Повышенное содержание титановых (до 8%) и метаморфических (до 6%) минералов в минеральном составе тяжелой фракции

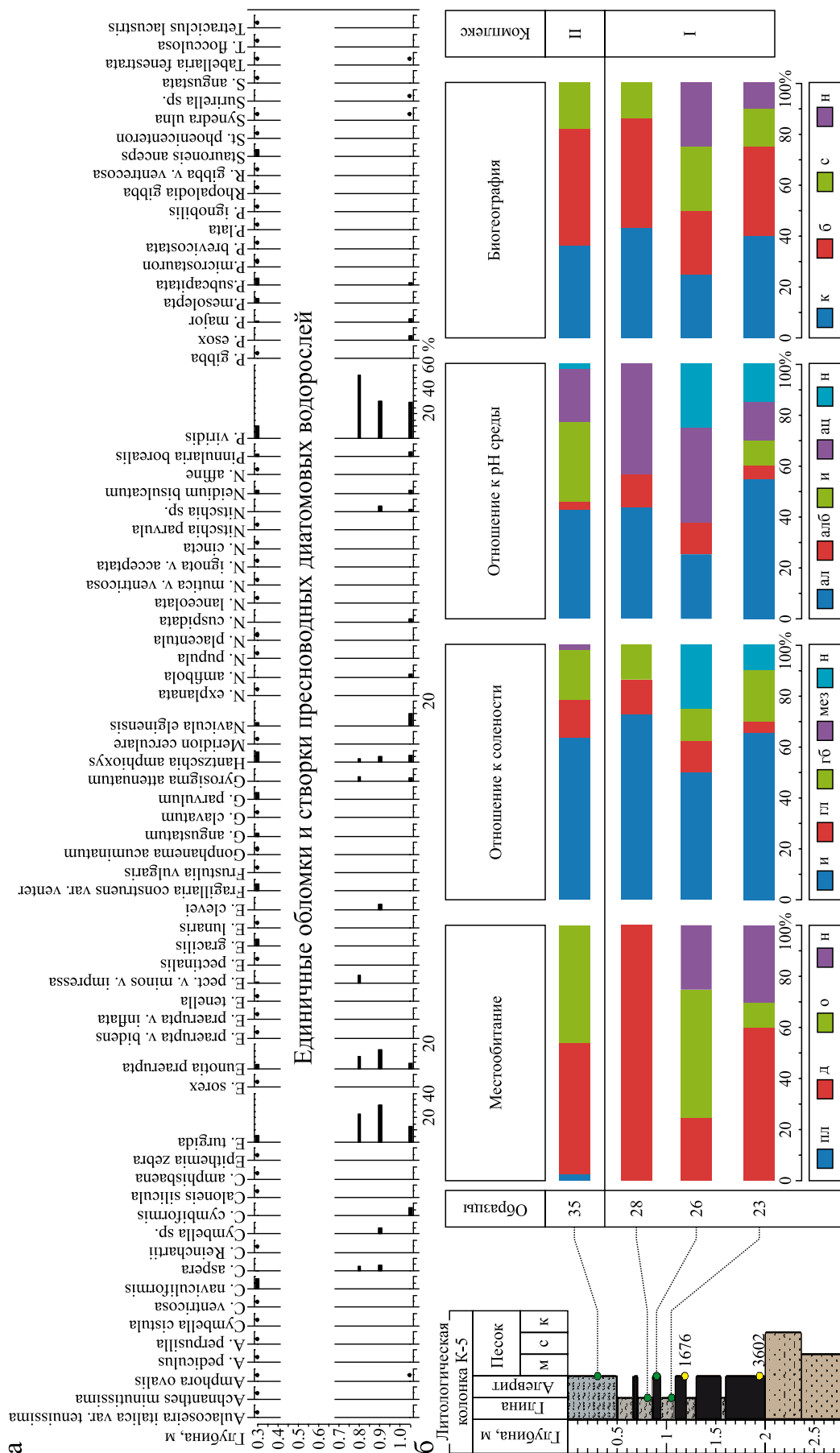


Рис. 7. Состав и экологическая характеристика по видовому разнообразию диатомовых комплексов в отложениях обн. Куя-5.

Местообитание: пл – планктонные, д – донные, о – обрастатели; отношение к солености: и – индифференты, гл – галофилы, гб – галофобы, мез – мезогалофобы; отношение к pH среды: ал – алкалофилы, алб – алкалобенты, и – индифференты, ац – ацидофилы; биogeография: к – космополиты, б – бореальные, с – северные, н – экология не определена.

Fig. 7. Composition and ecological characteristic of the diatoms complexes in Kuya-5 deposits based on species variety.

Habitat: пл – plankton, д – benthos, о – overgrown; salinity: и – indifferent, гл – halophilous, гб – halophobic, мез – mesohalophilous, пН: ал – alcaliphilous, алб – alkalibionts, и – indifferent, ац – acidophilous; biogeography: к – cosmopolitan, б – boreal, с – norther, н – ecology is not defined.

позволяет связать их формирование с размывом подстилающих ледниковых отложений Фенно-скандинавского центра оледенения и послеледниковых осадков. Значительные вариации гранулометрического состава пойменных отложений высокой поймы свидетельствуют о циклических и изменчивых условиях осадконакопления в связи с колебанием сезонного стока воды.

Второй этап образования пойменно-руслового комплекса характеризуется накоплением низкой поймы в конце среднего – начале позднего голоцена. Структурная характеристика аллювиальных фаций низкой поймы свидетельствует о незначительном увеличении динамичности потока. Повышенное содержание сидерита (до 4%) в тяжелой фракции минералов может быть связано как с относительно слабым химическим выветриванием в условиях накопления пойменных отложений, так и с влиянием состава подстилающих ледниковых отложений, в формировании которых принимали участие транзитные породы верхнего триаса (Андреичева, 1992). Наличие элементов первичного рельефа на поверхности русловых осадков (межгрядных понижений, ложбин и гряд) способствовали формированию вторичных водоемов с озерно-болотным типом осадконакопления с середины суббореального периода по настоящее время. Тонкий гранулометрический состав глинисто-песчаных алевритов и алевритовых суглинков (до 0.025 мм) и их переслаивание с торфом различной степени разложения свидетельствуют о сезонном колебании воды (привносе материала в половодье и обмелении бассейна седиментации в меженный уровень). В диатомовых комплексах озерно-болотных осадков доминируют донные виды и обрастатели, в составе отмечаются единичные планктонные формы (*Aulacoseiraitalica* var. *tenuissima*, *Cyclotella meneghiniana*, *Melosiravarians*). В дальнейшем, в конце позднего голоцена, происходила аккумуляция наносов, нивелировавших поверхность низкой надпойменной террасы, чем обусловлено погребенное положение озерно-болотного комплекса.

Третий этап связан с увеличением горизонтальных русловых деформаций, отделением меандров на широтном участке долины реки и началом осадконакопления старичной фации аллювия в позднем субатлантическом периоде. Наличие большого количества блуждающих меандров и врезанных стариц, имеющих сходный облик с современным руслом реки, свидетельствует о том, что на протяжении субатлантического периода естественные условия развития выделенных морфоструктур на данной территории существенно не менялись. Высокое содержание в минеральном составе ильменита обусловлено, возможно, его концентрацией преимущественно в алевритовой фракции (Рухин, 1969). Диатомовые комплексы из отложений выделенного этапа в обн. Куя-11 и Куя-12 указыва-

ют на существование мелководного пресноводного водоема, где доминируют донные формы и обрастатели (Буравская, Марченко-Вагапова, 2018; Голубева и др., 2019).

Четвертый этап формирования продолжается по настоящее время и характеризуется накоплением осадков низких надпойменных террас, озерно-болотных осадков и эоловым переформированием отложений, сформированных на предшествующих этапах образования пойменно-руслового комплекса.

Палинostrатиграфия изученных отложений

Описанные в данной статье палинокомплексы (СПС) из обн. Куя-5 и ранее полученные авторами спорово-пыльцевые данные по обн. Куя-11 и Куя-12 в совокупности с радиоуглеродными датировками позволяют охарактеризовать фазы изменения растительности и климатических условий с раннего суббореала (SB-1) по настоящее время. При воссоздании динамики ландшафтно-климатических обстановок в то время в пределах Большеземельской тундры изученные авторами СПС из трех разрезов в бассейне р. Куи сопоставлены с ранее выделенными ПЗ в ближайшем к ним обн. Мархида (рис. 8), расположенном в той же природной зоне (Никифорова, 1979), а также с палинологической характеристикой озерных и озерно-болотных отложений севернее, в дельте р. Печоры, и в восточной части Большеземельской тундры (Kaakinen, Eronen, 2000; Välranta et al., 2003; Salonen et al., 2011; Нигаматзянова др., 2022).

Отложения, отнесенные к раннему суббореалу (SB-1), встречаются только в обн. Куя-5. В это время в районе исследований распространялись сообщества ерниковой тундры. Кустарниковый ярус состоял в основном из *Betula nana*. Долину реки занимали редкостойные елово-березовые леса. Присутствие устьиц *Pinus sylvestris* при незначительном содержании пылицы этого вида указывает на произрастание отдельных деревьев сосны обыкновенной. Травяно-кустарничковый ярус, вероятно, с весьма ограниченным покрытием слагали вересковые, осоки, полины и разнотравье. В напочвенном покрове преобладали зеленые и сфагновые мхи. Плауны и папоротники приурочены к лесным участкам. Климат был холоднее и суше современного.

Среднесуббореальное (SB-2) потепление фиксируется СПС обн. Куя-5 и радиоуглеродной датировкой (IGAN 5645: 3360 ± 70 л. н., 3602 кал. л. н.). Происходит распространение среднетаежных еловых лесов. В спектрах отмечены единичные зерна *Ulmus* sp. Пыльца широколиственных пород встречается на диаграммах начиная с уровня около 7 тыс. кал. л. н. на востоке Большеземельской тундры (Salonen et al., 2011), в некоторых разрезах в дельте Печоры (Kaakinen, Eronen, 2000) и на Полярном Урале (Jankovska et al., 2006), и является, вероятно, как и в нашем случае, заносной. Соглас-

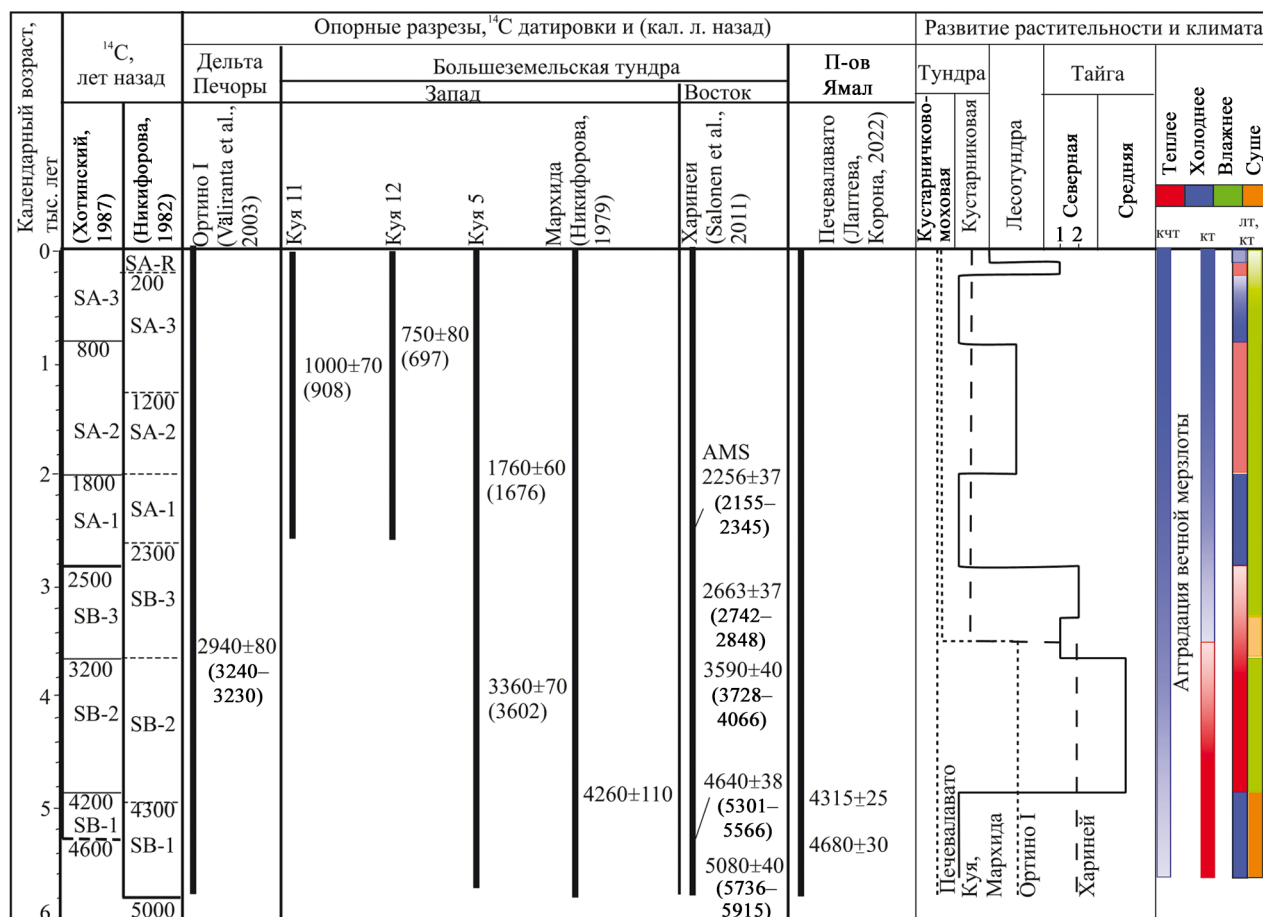


Рис. 8. Развитие растительности и климата на северо-западе Большеземельской тундры в среднем и позднем голоцене.

Изменения климатических условий: кчт – в пределах подзоны кустарничково-моховой тундры; кт – в пределах кустарничковой тундры; лт, кт – сочетание лесотундры и кустарничковой тундры. Растительные формации: 1 – с преобладанием древовидной березы, 2 – с преобладанием ели.

Fig. 8. Vegetation and climate dynamics in the north-west of the Bol'shezemel'skaya tundra during the Middle and Late Holocene.

Changes in climatic conditions: кчт – recent shrub-moss tundra subzone; кт – recent shrub tundra; лт, кт – recent forest-tundra and shrub tundra. Plant formations: 1 – birch is dominant, 2 – pine is dominant.

но исследованиям Л.Д. Никифоровой (1982), северная граница распространения вяза в это время проходила по широтному колену Печоры, на 400–500 км севернее, чем ее современное положение. Климат был значительно теплее.

В конце суббореального периода (SB-3) произошло увеличение в составе лесов древовидной березы (до 50%) и сокращение доли ели. На территории исследований распространились северотаежные елово-березовые леса с участием лиственницы, пихты сибирской и кедра сибирского. Значительные площади лесов занимали болота. В настоящее время пихта сибирская (*Abies sibirica*) в районе исследований не встречается, северная граница ее ареала расположена примерно в 150 км к югу (Флора..., 1974; Ареалы..., 1977). Это указывает на

то, что, климат был еще достаточно теплый, но уже холоднее по сравнению со средним суббореальным периодом. В СПС начала SB-3 (обн. Куя-5) выявлено повышенное количество пыльцы кустарничковых видов берез и ольховника, присутствие тератоморфной (четырёхкамерной, мелкого размера) и бурой пыльцы берез, небольшое количество микрочастиц угля. Это связано, вероятно, с пожарами на прилегающих к району работ территориях, вследствие чего произошло некоторое изреживание лесного покрова. Подобная постпирогенная сукцессионная динамика растительности, обнаруженная непосредственно в районе возгорания и при значительном содержании углей в пылевых спектрах, отмечена в разрезах болотных отложений Енисейской Сибири (Новенко и др., 2022).

СПС раннего субатлантика (SA-1) отмечены во всех изученных обнажениях. В течение периода господствовали сообщества моховой кустарниковой тундры. Об этом свидетельствует преобладание в СПС спор зеленых мхов (30–60%) и пыльцы кустарников карликовой березки *sect. Nanae* (до 32%), березы *sect. Fruticosae* (до 32%), ивы, ольховника и осоковых (62%). В травяном покрове также встречались злаковые, вересковые, полыни, маревые и разнотравье. Для этого временного интервала СПС зафиксировано значительное похолодание.

Последовавшее в дальнейшем потепление (SA-2) способствовало развитию редкостойных елово-березовых лесов с примесью ольхи. На открытых территориях развивались папоротники и луговые ценозы. На влажных участках образовывались заросли рдеста, вахты трехлистной и осок (*Potamogeton* sp., *Menyanthes trifoliata* и *Cyperaceae*). Фаза развития растительности, ассоциированная с потеплением, датирована 1760 ± 60 л. н., 1676 кал. л. н. (IGAN 5644). Во второй половине периода на некоторых участках в составе лесов преобладающей стала береза *sect. Albae* (~30%), в качестве значительной примеси участвовали ольха, сосна, ель, в незначительном количестве присутствовал кедр, во втором ярусе формируются кустарниковые березово-ивовые сообщества. На открытых участках развивались осоково-злаково-разнотравные ассоциации. В напочвенном покрове, наряду со сфагновыми мхами и папоротниками, встречены плауны *Lycopodium clavatum*, *L. complanatum*, *L. selago*. Фаза распространения березовых редколесий датирована в разрезе Куя-12 $1000 \pm 70^{14}\text{C}$ л. н., 908 кал. л. н. (IGAN5640). Потепление периода SA-2, так называемый “малый климатический оптимум”, нашел отражение и в спектрах озерных отложений в дельте р. Печоры: характерны высокая концентрация пыльцы, повышенные содержания пыльцы *Betula* spp. и *Ericaceae* (Нигаматзянова и др., 2022).

Похолодание позднего субатлантического периода (SA-3) вызвало полное вытеснение лесной растительности тундровыми и травяно-кустарниковыми сообществами из карликовых березок, ольховника, ивы (*Betula* *sect. Nanae* (до 44%), *Alnaster fruticosus* (до 22%) и *Salix* sp. (1–5%)), осок, злаков, вересковых, полыней, разнотравья. Отложения этого возраста датированы в обн. Куя-12 750 ± 80 л. н., 697 кал. л. н. (IGAN-5639).

Состав СПС зоны 7 указывает на то, что последовавшее за позднесубатлантическим похолоданием потепление вызвало развитие пойменных березовых лесов и луговой растительности, а затем в несколько более холодных и влажных условиях – современных лесотундровых и южнотундровых сообществ: наряду с преобладающими в растительном покрове кустарниками (кустарниковой ольхи, карликовой березки, ивы) встречались участ-

ки березово-еловых редколесий, пойменных лугов и болот.

Таким образом, реконструированные нами фазы изменения растительности в целом согласуются с фазами, выделенными для отложений этого возраста на Северо-Востоке России. Однако важно отметить некоторые разногласия, касающиеся возраста границы между средним и поздним периодами субатлантика. В работе Л.Д. Никифоровой (1982) эта граница установлена на уровне 1200 л. н. Именно тогда, по ее мнению, начался очередной этап похолодания и “...на территории севернее широтного колена Печоры развивались ерниковые тундры и сообщества из ольховника, папоротников и тундровых видов плаунов” (Никифорова, 1982, с. 160). Наши исследования, показывают, что 1000 лет назад (радиоуглеродная датировка: $1000 \pm 70^{14}\text{C}$ л. н., 908 кал. л. н. (IGAN5640)) развивались березовые леса с елью, сосной, ольхой и кустарниковыми березово-ивовыми сообществами. В напочвенном покрове отмечены лесные виды плаунов. Такая растительность больше характерна для среднего субатлантика. Подтверждение этому выводу мы находим в более поздних работах Н.А. Хотинского (1987), Л.В. Филимоновой и В.А. Климанова (2005), О.К. Борисовой (2014), в которых рубеж среднего и позднего субатлантика приходится на 800 л. н.

Сопоставление региональных ландшафтно-климатических изменений в голоцене с соответствующими событиями на территории Евразии

Современный уровень исследований пространственно-временных закономерностей ландшафтно-климатических изменений предполагает комплексный подход, когда наряду с традиционным для этой цели палинологическим методом используются методы изучения других микро- и макропалеонтологических объектов (остатков млекопитающих, диатомей, фораминифер, раковинных амеб, разнообразных водорослей и др.), а также множество подходов к извлечению палеогеографической информации из вещественного состава пород и геоморфологического строения территорий. Большое значение придается наличию в работах реконструкций количественных параметров климата и датировок. В последние десятилетия в качестве основы при межрегиональных корреляциях природных событий все чаще стали использоваться кривые изменений изотопно-геохимического состава льда в кернах Гренландии (Mayewski et al., 2004; Walker et al., 2009) и Антарктиды (Steig et al., 2000). Интегративный подход к исследованию ландшафтно-климатических условий голоцена в глобальном и макрорегиональном масштабах применен А.А. Величко с соавторами в серии атласов-монографий

“Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет (общая палеогеография)” (2002) и “Палеоклиматы и палеоландшафты вне-тропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен – голоцен” (2009), О.Н. Соломиной (2010), О.К. Борисовой (2014) и коллективами зарубежных исследователей (Davis et al., 2003; Mayewski et al., 2004; Bradley, 2008; Wanner et al., 2008; Mann et al., 2009; Feurdean et al., 2014; и др.).

Ниже рассмотрены ландшафтно-климатические реконструкции для основных этапов голоцена на территории Большеземельской тундры в сравнении с природными процессами в Евразии. Учитывая расположение района исследований в пределах континентальной части Российской Арктики, наряду с палинологическими данными и основанными на них реконструкциями количественных параметров климата, особое внимание уделено палеогеографическим сведениям по развитию многолетнемерзлых торфяных массивов, гидрологическому режиму рек и флювиальному рельефообразованию.

Ранний голоцен (11.7–8.2 тыс. кал. л. н.) знаменуется быстрым потеплением, в результате которого претерпели существенные изменения все ландшафтные компоненты.

При переходе от позднего плейстоцена к голоцену в Северной Евразии началась деградация позднеплейстоценовой криолитозоны, которая привела к сокращению занимаемой ею площади в течение последних 10–12 тыс. л. более чем в два раза. Так, в пределах Русской равнины и Западной Сибири ее южная граница сместилась на несколько сотен километров к северу от 48° с. ш., достигнув своего современного положения (Динамика..., 2002). Кардинальные климатические изменения на рубеже позднего плейстоцена и голоцена способствовали стремительному повышению температуры мерзлых толщ, развитию эрозионно-термокарстовых процессов и образованию многочисленных крупных эрозионно-термокарстовых котловин (Конищев, 2009). Однако основной причиной формирования эрозионно-термокарстовых котловин (аласов) в Якутии, согласно (Строение..., 1979), является не потепление климата, а обводнение территории – степень ее заозеренности. На севере этот фактор оказывал влияние на рельефообразование постоянно с конца позднего плейстоцена и в течение голоцена. Южнее, в Центральной Якутии, в первой половине голоцена началась эпоха аридизации, продолжающаяся по настоящее время.

Преобразования коснулись и флювиального рельефообразования. Так, А.Ю. Сидорчук с соавторами (2008а, б; и др.) в своих работах обращают внимание на повсеместно развитые на равнинах Северной Евразии большие палеорусла (меандры), приуроченные к широким первым надпойменным террасам или унаследованным поймам.

Возраст больших палеорек определен по результатам радиоуглеродного датирования старичных отложений в 11–16 тыс. радиоуглеродных л. н. (позднеледниковье). Размеры палеоизлучин в 10–15 раз больше морфометрических параметров речных русел в настоящее время. Авторы это объясняют тем, что объем речного стока на протяжении позднеледниковья превышал современный сток рек в пределах равнин Северной Евразии в 1.4–2.3 раза вследствие ландшафтно-климатических условий того временного интервала: характерных для областей распространения вечной мерзлоты значительных коэффициентов стока, повышенного количества твердых атмосферных осадков и высоких, но в то же время коротких весенних половодий (Сидорчук и др., 2008а). А.Ю. Сидорчук с коллективом авторов при анализе космоснимков Ландсат-7 выявлены около 200 фрагментов больших поздневалдайских речных русел на обширной территории во всех ландшафтных зонах, за исключением участков, перекрывавшихся поздневалдайским ледником, и на Ямале. Ими отмечается редкая встречаемость таких фрагментов в Большеземельской тундре. Действительно, нами при работе со спутниковыми космоснимками высокого разрешения и цифровой моделью рельефа ArcticDEM, приведенными в настоящей работе и в статье В.А. Исакова (2023), в пределах Большеземельской тундры в низовье р. Куи и в бассейне р. Сейды также не обнаружены подобные большие палеомеандры. При потеплении климата на рубеже позднеледниковья и голоцена гидрологический режим рек коренным образом изменился: произошло общее сокращение (почти в два раза) и более равномерное распределение речного стока в течение года, что вызвало уменьшение размеров (ширины и глубины) рек Средней Сибири, Якутии и Северо-Востока России, которые были близки современным рекам. В Западной Сибири с этим временным этапом, как отмечалось выше, связано возникновение многочисленных озер. Таким трансформациям способствовали повышение среднегодовой (преимущественно зимней) температуры воздуха и деградация вечной мерзлоты на большей части равнинной территории Северной Евразии (южная граница мерзлоты сместилась с 49° с. ш. на полярный круг на Русской равнине и на 62° с. ш. – в Западной Сибири).

Яркими событиями этого этапа на фоне общего тренда к потеплению явились кратковременные похолодания, выявленные по данным исследований ледяных кернов из Гренландии: “пребореальная осцилляция” (11.3–11.15 тыс. кал. л. н.), “событие 10.2 тыс. кал. л. н.” и “событие 8.2 тыс. кал. л. н.”.

Детальный анализ изменений растительности и озерных экосистем на северо-западе европейской части России, вызванных первым короткопериодным похолоданием в голоцене (11.4–11.2 тыс. кал. л. н.), соотносимым на кривых изотопно-

геохимического состава ледяных кернов Гренландии с пребореальной осцилляцией, приведен в статье О.К. Борисовой с соавторами (2022). Проведенное в настоящей работе сопоставление палинологических и седиментологических записей (Богдель и др., 1983; Филимонова, 1995; Brauer et al., 1999; Kremenetski et al., 2000; van der Plicht et al., 2004; Bos et al., 2007; Wohlfarth et al., 2007; Novik et al., 2010; Amon et al., 2012), сопровождаемых сериями радиоуглеродных датировок, позволило заключить, что на северо-западе европейской части России это похолодание отразилось на развитии растительности и озерного осадконакопления несколько слабее, чем в регионах Западной и Центральной Европы. Седиментологические исследования озерных осадков выявили связанное с похолоданием снижение в них доли органического вещества. В большинстве спорово-пыльцевых спектров этого временного этапа уменьшается доля пыльцы деревьев и кустарников по сравнению со спектрами начала пребореала. Также палинологами отмечаются уменьшение концентрации пыльцы деревьев (оз. Долгое (Kremenetski et al., 2000)), увеличение концентрации пыльцы трав, особенно Poaceae и *Artemisia* sp. (оз. Селигер (Konstantinov et al., 2021; Борисова и др., 2022)), незначительный рост кривой пыльцы *Juniperus* sp. (оз. Накри и Мошкарное (Филимонова, 1995; Amon et al., 2012)). Палинологические данные свидетельствуют об увеличении роли травянистых сообществ и приостановлении распространения березовых и сосновых лесов, начавшихся в первой половине пребореального периода.

Освещению условий “события 8.2 тыс. кал. л. н.”, по сравнению с двумя описанными выше похолоданиями раннего голоцена, посвящено гораздо больше публикаций (Thomas et al., 2007; Борзенкова и др., 2017; Рудая, 2021; Новенко, 2021; Schubert et al., 2023; и др.), и преимущественно событию на территории Центральной Европы, где похолодание способствовало уменьшению роли широколиственных пород в древостоях за счет увеличения участия хвойных пород, а среднегодовая температура, по расчетам Б. Дэвиса с соавторами (Davis et al., 2003), основанным на сопоставлении множества пыльцевых диаграмм и климатических реконструкций, на территории Европы в это время снижалась на 1°C.

К сожалению, лишь небольшое количество спорово-пыльцевых диаграмм Крайнего Севера России охватывают пребореальный период и сопровождаются шкалой калиброванного возраста, в некоторых случаях авторы объединяют пыльцу кустарниковых и древесных видов берез, что затрудняет выделение этих трех кратковременных похолоданий. Так, обнаруженные макроостатки древовидной березы и иглы ели, а также высокие содержания пыльцы березы (40–60%), трав с преобладанием Cyperaceae и Poaceae (по 10%) при незна-

чительном количестве пыльцы *Picea* sp. и *Pinus* sp. в осадках оз. Хариней на востоке Большеземельской тундры указывают на произрастание отдельных деревьев березы и ели около 11.5–10.5 тыс. кал. л. н. (Salonen et al., 2011). Характерно присутствие спор *Equisetum* sp. (10–15%), отмеченное для раннего голоцена спектров и другими исследователями (Kullti et al., 2003). Этот вывод согласуется с точкой зрения о достаточно быстром продвижении лесной растительности на протяжении раннего голоцена на север: в бассейне Печоры уже в позднеледниковье были развиты разрозненные лесные островки из ели, березы, являющиеся центрами распространения более обширных лесов в раннем голоцене (Välranta et al., 2011). Анализ большого количества датированных макрофоссилий деревьев позволил предположить широкое распространение *Picea* на территории Евразии до и во время максимума последнего оледенения, а раннюю послеледниковую экспансию древовидной березы за пределами своего современного ареала авторы (Binney et al., 2009) объясняют быстрым ее расселением или существованием рефугиумов.

По результатам изучения палиноморф и растительных макрофоссилий отложений оз. Печеваловато на п-ове Ямал для интервала 10.5–8.8 тыс. кал. л. н. установлено распространение южных субарктических тундр с ольховниково-ивово-березовыми кустарниковыми зарослями и отдельными деревьями березы и лиственницы, а позднее – березовых редколесий. При этом макроостатков ели в спектрах не обнаружено, а содержание ее пыльцы не превышало 5%. Макрофоссилии ели сибирской раннеголоценового возраста встречены в 150 км южнее (Лаптева и др., 2013). Е.Г. Лаптева и О.М. Корона (2022) заключили, что в бореале северная граница лесов смещалась на 400 км севернее ее современного положения, а температура июля была выше на 3–4°C, чем в настоящее время. На рубеже раннего и среднего голоцена (~8.3 тыс. кал. л. н.) ими выявлена деградация древесной растительности. К началу бореала относится самое северное распространение древовидной березы в голоцене и на севере Сибири (Каплина, Ложкин, 1982; Ложкин, Важенина, 1987).

В среднем голоцене (8.2–4.2 тыс. кал. л. н.) на территории Северной Евразии максимально на протяжении голоцена проявилось ослабление суровости мерзлых условий, но динамика многолетнемерзлых толщ в ее пределах была неодинакова. Если в европейском секторе мерзлые толщи практически полностью протаяли, за исключением крайнего Северо-Востока Европы, то в Сибири к северу от 60° с. ш. мерзлые толщи сохранялись вследствие континентальности климата в Азии (Динамика..., 2002).

Средняя подэпоха голоцена подразделяется на фазу термического оптимума (8.2–5.7 тыс. кал. л. н.),

характеризующуюся максимальными температурами и количеством осадков в голоцене, и последующее похолодание, так называемый “неогляциал”. Согласно гидрологическим расчетам (Сидорчук и др., 2008а; Панин и др., 2011), в интервале 8–5 тыс. кал. л. н. речные русла, по сравнению с ранним голоценом, стали в 1.5–2.0 раза меньше, но приобрели более изогнутые излучины, сток рек на северном мегасклоне Восточно-Европейской равнины был меньше на 30%, чем сейчас (Сидорчук и др., 2012). Этап 5.7–4.2 тыс. кал. л. н. является началом “неогляциала” и характеризуется повышением в 1.5–2.0 раза речного стока в Центральной и Восточной Европе (Панин и др., 2011) и обширным наступанием горных ледников (Solomina et al., 2008; Соломина, 2010).

Условия термического оптимума способствовали интенсивному заболачиванию депрессий пойм рек, на террасах речных долин и на водоразделах во многих районах Европы и многочисленных озерах в Западной Сибири.

Большое количество палинологических данных свидетельствуют о значительном продвижении границ растительных зон на север во время термического оптимума и наибольшем повышении температур, при этом отклонения температуры января от современных значений превышали отклонения температуры июля. Амплитуда отклонений температуры января в течение 5.5–6.0 тыс. ¹⁴С л. н. составляла 3–4°C на большей территории в пределах высоких широт Евразии и 2–3°C – на значительной территории Западной Европы и в средних широтах Восточной Европы (Velichko et al., 1992). В восточноевропейском секторе Евразии смещение северной границы лесной растительности составляло 200–250 км относительно ее современного положения, в Западной и Средней Сибири – 250–300 км (Динамика..., 2002).

Обилие макрофоссилий и устьиц *Picea*, максимальные содержания ее пыльцы (до 20–30%) из среднеголоценовых осадков оз. Хариней на востоке Большеземельской тундры указывают на продвижение границы северной тайги на 150 км к северу по сравнению с ее современным положением. Лесной покров 6.0–3.5 тыс. кал. л. н. достигал своей максимальной плотности (Salonen, 2011). Эти данные свидетельствуют о времени термического максимума в этом регионе около 8.0–3.5 кал. л. н., что согласуется с реконструкциями для Кольского полуострова (Jones et al., 2004; Seppä et al., 2008), Фенноскандии (Seppä et al., 2009), в бассейне Печоры (Andreev, Klimanov, 2000; Kaakinen, Eronen, 2000), а также на северо-западе Сибири (Andreev et al., 2002).

Реконструкции Е.Г. Лаптевой и О.М. Корона (2022), основанные на анализе палиноморф и растительных макроостатков, показывают, что в интервале с атлантического по субатлантический пе-

риоды (после ≈8.2 тыс. кал. л. н.) на юге п-ова Ямал распространялись близкие современным северные субарктические тундры.

Поздний голоцен (4.2 тыс. кал. л. н.–настоящее время) является неоднородным этапом развития ландшафтной оболочки, к нему в последнее время отмечается повышенный интерес, так как с ним связано развитие человеческого общества. Он представляет собой фазу направленного похолодания, последовавшую за фазой термического оптимума. Тем не менее на фоне общего тренда к снижению теплообеспеченности наблюдались климатические изменения второго и третьего порядка, зафиксированные не только по многочисленным палинологическим записям и другим палеогеографическим данным, но и артефактам тех временных периодов.

По палинологическим данным, в начале позднего голоцена в Центральной Европе установлены потепление в интервале 3.5–2.5 тыс. кал. л. н. и постепенное похолодание в интервале 2.6(2.8)–2.5 тыс. кал. л. н. (Новенко, 2021).

Условия этих климатических изменений, вероятно, отражают ПЗ-2 и ПЗ-3 (см. рис. 8). На западе Большеземельской тундры 3.6 тыс. кал. л. н. произрастали среднетаежные еловые леса (ПЗ-2; содержание в СПС пыльцы *Picea* sp. – 25%, *Pinus sylvestris* – 20%), а климат был значительно теплее, чем сейчас. В СПС ПЗ-3 увеличивается содержание пыльцы древовидной березы до 50% за счет сокращения доли пыльцы ели. Распространились северо-таежные елово-березовые леса с участием лиственницы, пихты сибирской и кедра сибирского. Это указывает на то, что климат был достаточно теплый, но уже холоднее, чем ранее.

Согласно пыльцевой записи оз. Хариней (Salonen et al., 2011), на востоке Большеземельской тундры похолодание с 3.5 по 2.5 тыс. кал. л. н. вызвало быстрое отступление границы распространения *Picea* sp. на юг, расширение зоны тундры и активизацию мерзлотных процессов. Авторы отмечают, что исчезновение леса в окрестностях оз. Хариней около 3 тыс. кал. л. н. совпадает с отсутствием макрофоссилий ели в осадках ближайших сопредельных районов – оз. Тумбуловаты (Kullti et al., 2004) и в бассейне р. Роговой (Oksanen et al., 2001). Севернее, в дельте Печоры, оно датируется около 3.2 тыс. кал. л. н. (Väliranta et al., 2003). Снижение летних температур и продвижение границы древесной растительности в бассейне Печоры за последние 3.5 тыс. л. согласуются с общей тенденцией к похолоданию и смещением границы леса в позднем голоцене на территории всей арктической Евразии (Wanner et al., 2008; Binney et al., 2009; Kaufman et al., 2009). При этом ухудшение климата началось на севере России около 3 тыс. кал. л. н., а в Фенноскандии – примерно 2.5 тыс. кал. л. н. (Oksanen, 2005).

К наиболее выраженным климатическим колебаниям в регионах Северного полушария отно-

сят раннесубатлантическое (650–280 гг. до н. э.) и позднесубатлантическое (1300–1850 гг. н. э. – “малый ледниковый период”) похолодания, а также разделяющее их потепление (“средневековое” или “малый климатический оптимум”). Похолодания сопровождались фазами наступания ледников во многих горных странах высоких и средних широт и увеличением речного стока на Восточно-Европейской равнине (Panin, Matlakhova, 2015), а потепления могли способствовать в летний период засухам и частым пожарам (Novenko et al., 2016). Согласно палеоклиматическим реконструкциям В.А. Климанова (1994), на территории Северной Евразии наибольшие отклонения температуры января и июля от их современных значений в малый климатический оптимум приходились на высокие широты (до 2°C), в пределах 45–40° с. ш. они были близки современным.

Развитие растительности этого временного этапа в районе наших исследований отражают ПЗ-4–ПЗ-6 обн. Куя-5. На основе их сопоставления с палинологическими данными по обн. Куя-11 и Куя-12, а также трех датировок 1676 кал. л. н. (IGAN 5644), 908 кал. л. н. (IGAN 5640) и 697 кал. л. н. (IGAN 5639) установлено распространение тундровых сообществ (ПЗ-4 и ПЗ-6 в обн. Куя-5) при похолоданиях и лесотундровых (палинозона ПЗ-5 в обн. Куя-5) – на протяжении потепления. Воссоздана следующая смена растительности в бассейне р. Куи: заросли из карликовой березы (раннесубатлантическое похолодание) – елово-березовые редколесья (“малый климатический оптимум”) – кустарниковые заросли из березы и ольховника (“малый ледниковый период”).

С 60–70 гг. XX в. по настоящее время специалистами разных областей климатологии наблюдается глобальное потепление, о причинах которого дебаты не прекращаются. Расположение района наших исследований в области распространения очаговой вечной мерзлоты предопределяет наиболее быстрые и кардинальные его изменения. При продолжающемся потеплении в первой половине текущего столетия в Восточно-Европейском и Западно-Сибирском секторах на территории тундрового пояса ожидается увеличение летней и зимней температуры на 3–4°C, а в Восточно-Сибирском – на 1–3°C. Также в пределах пояса повысится годовая сумма осадков примерно на 100 мм. Развитие полигонального криогенного рельефообразования, сокращение заболачиваемости и иссушение грунтов вызовут в тундровых растительных сообществах увеличение доли злаковых. В лесном поясе изменения ландшафтно-климатических условий будут не столь существенны. На севере пояса зимние и летние температуры увеличатся на 3°C, а в южной части его территории – на 1–2°C; рост количества годовых осадков не превысит 50 мм. Такие изменения будут способствовать видовому перераспреде-

лению в лесных формациях: распространению в северном направлении широколиственных пород и березы, вытеснению ели. При этом, согласно расчетам по неравновесным моделям для Сибири, значительного смещения северной границы леса происходить не будет – не более чем на 8–10 км, по речным долинам предполагается более активное продвижение древесной растительности в тундру (Климат и ландшафты..., 2010). В качестве аналога развития русловых процессов в таком случае А.Ю. Сидорчук с коллективом авторов (2008а) предлагают принять трансформацию позднеледниковых рек на рубеже неоплейстоцена и голоцена. По их мнению, потепление вызовет значительное уменьшение размеров русел рек средней Сибири, Якутии и Северо-Востока России, а крупные разветвленные на рукава реки могут преобразоваться в однорукавные.

В публикациях последних лет при освещении ландшафтно-климатических обстановок на протяжении голоцена Северной Евразии исследователи обращают внимание на влияние пожарной активности на динамику растительности. По результатам палинологического и антраколического анализов установлено, что на западном склоне Северного Урала в период от 10 до 4 тыс. кал. л. н. пожары не оказывали большого влияния на региональную растительность. Оно возрастало во временном интервале 4.0–0.6 тыс. кал. л. н., когда локальные верховые пожары вызывали исчезновение из древостоев *Abies sibirica* и *Pinus sibirica*, которые обладают длительными сроками продуктивности семян и жизненного цикла. Для последних 600 лет выявлено максимальное влияние на растительность пожаров, возникающих в результате деятельности человека (Barhoumi et al., 2023). Для Приенисейской Сибири для длительного временного отрезка (4700–500 к. л. н.) выявлена низкая пожарная активность, кроме крупных пожаров 3.5–3.6 тыс. кал. л. н. и в конце XIV–начале XV вв. н. э. Постпирогенные сукцессии растительности выражались в расселении по бугристым торфяникам карликовой березы и сокращении участия пихты и ели в лесных местообитаниях (Новенко и др., 2022). По нашим данным, на северо-западе Большеземельской тундры около 3.6 тыс. кал. л. н. также происходили пожары, способствовавшие распространению кустарниковых зарослей, некоторому изреживанию лесного покрова и значительному сокращению роли в них хвойных пород (ПЗ-3а в обн. К-5 в настоящей работе).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам проведенных исследований отложений пойменно-руслового комплекса в бассейне р. Куи выполнена оценка рельефа по морфометрическим показателям и восстановлена голоценовая история развития долины.

Данные геоморфометрического анализа с использованием цифровой модели рельефа ArcticDEM позволили определить эрозионно-аккумулятивный рельеф надпойменной террасы и поймы.

На основе изучения текстурно-структурных особенностей осадков в истории развития долины выделены три крупных этапа образования пойменно-руслового комплекса. Отложения первого этапа представлены сизо-серыми супесями и глинисто-алевритовыми средне- и мелкозернистыми песками фации прирусловой отмели. Осадки второго этапа развития речной сети сложены сизыми глинисто-песчаными алевритами и глиноалевритами, перекрытыми горизонтальным переслаиванием торфа различной степени разложения и сизых алевритовых глин, что характерно для озерного типа осадконакопления. Диатомовые комплексы из отложений выделенного этапа указывают на характер мелководного пресноводного водоема, где доминируют донные формы и обрастатели. Третий этап развития речной сети характеризуется горизонтальным переслаиванием глинисто-алевритовых мелкозернистых песков и светло-коричневых алевропесков, типичных для пойменного аллювия. В диатомовых комплексах этого этапа увеличилось их видовое разнообразие и обилие. Палинологические данные указывают на следующую смену ландшафтно-климатических этапов. До 3.6 тыс. л. н., вероятно в раннем суббореале, в холодных условиях были распространены ерниковые тундры. Около 3.6 тыс. л. н. в низовье р. Куи были распространены среднетаежные еловые леса. Их произрастание на месте современной лесотундры и южной тундры указывает на климат значительно более теплый, чем сейчас. Последовавшее похолодание вызвало увеличение в составе лесов древовидной березы при сокращении доли ели. Начавшееся в этот период похолодание продолжилось и в раннем субатлантике (1676 кал. л. н.). Получила развитие моховая кустарниковая тундра. В середине субатлантики, около 900 кал. л. н., некоторое потепление способствовало распространению редкостойных елово-березовых лесов с примесью сосны, ольхи. В конце субатлантики, 700 кал. л. н., в результате похолодания площади, занимаемые лесами, сокращались за счет распространения тундровых и травяно-кустарниковых сообществ. Последовавшее затем потепление обусловило развитие современных ценозов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агаджанян А.К., Борисов Б.А., Брайцева О.А. (1987) Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. Л.: Недра, 308 с.
- Андреичева Л.Н. (1992) Основные морены Европейского Северо-Востока России и их литостратиграфическое значение. СПб.: Наука, 125 с.
- Андреичева Л.Н. (2002) Плейстоцен Европейского Северо-Востока. Екатеринбург: УрО РАН, 321 с.
- Ареалы деревьев и кустарников СССР. (1977) Т. 1. (Сост. С.Я. Соколов, О.А. Связева, В.А. Кубли и др.). Л.: Наука, 164 с.
- 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. *Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины*. М.: Наука, 37-52.
- Белкин В.И., Рязанов И.В. (1972) Понятие и меры гранулометрической сортированности и однородности. *Тез. V Коми респ. науч. молодежн. конф.* Сыктывкар: Геопринт, 184-185.
- Богдель И.И., Власов Б.П., Ильвес Э.О., Климанов В.А. (1983) Разрез Судобле – стратотип реконструкции палеогеографических условий голоцена Центральной Белоруссии. *История озер в СССР*. Т. 1. Таллин: Ротапринт АН ЭССР, 30-32.
- Болиховская Н.С., Болиховский В.Ф., Климанов В.А. (1988) Климатические и криогенные факторы развития торфяников европейского северо-востока СССР в голоцене. *Палеоклиматы голоцена европейской территории СССР*. М.: Наука, 36-43.
- Борзенкова И.И., Борисова О.К., Жильцова Е.Л., Сапелко Т.В. (2017) Холодный эпизод около 8200 лет назад в Северной Европе: анализ эмпирических данных и возможных причин. *Лед и снег*, 57(1), 117-132.
- Борисова О.К. (2014) Ландшафтно-климатические изменения в голоцене. *Изв. РАН, Сер. геогр.*, (2), 5-20.
- Борисова О.К., Нарышкина Н.Н., Константинов Е.А., Панин А.В. (2022) Ландшафтно-климатические изменения в пребореале на северо-западе европейской части России. *Геоморфология*, 53(3), 19-28.
- Ботвинкина Л.Н. (1965) Методическое руководство по изучению слоистости. М.: Наука, 265 с.
- Буравская М.Н., Голубева Ю.В. (2020) Палеогеографические условия позднего голоцена в долине р. Куи (северо-запад Большеземельской тундры). *Изв. Коми НЦ УрО РАН. Сер. Науки о Земле*, 1(41), 49-54.
- Буравская М.Н., Марченко-Вагапова Т.И. (2018) Палеогеографические и седиментационные особенности формирования старичных отложений в палеорусле р. Куи на северо-западе Большеземельской тундры. *Вестн. геонаук*, (12), 16-22.
- Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Чижова Ю.Н. (2008) Выпуклые бугры пучения многолетнемерзлых торфяных массивов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 571 с.
- Вейнбергс И.Г., Стелле В.Я., Савваитов А.И., Якубовская И.Я. (1995) Позднечетвертичная история развития побережья Печорского моря. *Корреляции палеогеографических событий: материк-шельф-океан*. Мат-лы конф. М.: МГУ, 106-112.
- Викулова М.Ф. (1957) Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. М.: Госгеолтехиздат, 7-90.
- Гладкова А.Н., Гричук В.П., Заклинская Е.Д., Зауер В.В., Покровская И.М., Радзевич Н.Д., Самойлович С.Р., Седова М.А., Спельмак Н.К. (1950) Пыльцевой анализ. М.: Госгеолитиздат, 571 с.
- Голубева Ю.В., Буравская М.Н., Марченко-Вагапова Т.И. (2019) Палеогеография голоцена долины

- нижнего течения р. Куи (северо-запад Большеземельской тундры). *Тр. Ферсмановской науч. сессии ГИ КНЦ РАН*, **16**, 92-96.
- Диаомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). (1974) (Ред. З.И. Глезер, А.П. Жузе, И.П. Макарова, А.И. Прошкина-Лавренко, В.С. Шешукова-Порецкая). Т. 1. Л.: Наука, 403 с.
- Диаомовый анализ. (1949–1950) Л.: Госгеоллиздат. Кн. 1. Общая и палеоботаническая характеристика диаомовых водорослей. (Отв. ред. А.И. Прошкина-Лавренко). (1949) 239 с. Кн. 2. Определитель. Порядки Centrales и Mediales. (Отв. ред. А.И. Прошкина-Лавренко). (1949) 442 с. Кн. 3. Определитель. Порядки Pennales. (Отв. ред. А.И. Прошкина-Лавренко). (1950) 635 с.
- Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет (общая палеогеография). (2002) (Под ред. А.А. Величко). М.: ГЕОС, 232 с.
- Зарецкая Н.Е., Панин А.В., Голубева Ю.В., Чернов А.В. (2014) Седиментационные обстановки и геохронология перехода от позднего плейстоцена к голоцену в долине р. Вычегда. *Докл. АН. Сер. геол.*, **455**(1), 52-57.
- Исаков В.А. (2023) Геолого-геоморфологическое районирование бассейна р. Сейды на основе цифровой модели рельефа ArcticDEM. *Вестн. геонаук*, **10**(346), 42-50.
- Каплина Т.Н., Ложкин А.В. (1982) История развития растительности Приморских низменностей Якутии в голоцене. *Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене*. М.: Наука, 207-220.
- Качинский Н.А. (1958) Механический и микроагрегатный состав почвы, методы его изучения. М.: АН СССР, 192 с.
- Климанов В.А. (1994) Климат малого климатического оптимума на территории Северной Евразии. *Докл. АН*, **335**(2), 232-236.
- Климат и ландшафты Северной Евразии в условиях глобального потепления. Атлас-монография “Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен – голоцен – элементы прогноза”. Вып. III. (Под ред. А.А. Величко). (2010) М.: ГЕОС, 50-69.
- Конищев В.Н. (2009) Реакция вечной мерзлоты на потепление климата. *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5: Геогр.*, (4), 10-20.
- Лавров А.С., Потапенко Л.М. (2012) Неоплейстоцен Печорской низменности и Западного Притиманья (стратиграфия, палеогеография, хронология). М.: Аэрогеология, 191 с.
- Лаптева Е.Г., Корона О.М. (2022) История развития растительного покрова северо-востока полуострова Ямал в голоцене на основе спорово-пыльцевых и палеокарпологических данных из разреза береговых отложений оз. Печевалават. *Мат-лы XV Всерос. палинолог. конф.* М.: ГЕОС, 186-191.
- Лаптева Е.Г., Трофимова С.С., Корона О.М. (2013) Флора и растительность р. Юрибей полуострова Ямал в позднеледниковье и голоцене. *Динамика современных экосистем в голоцене*. Казань: Отечество, 226-227.
- Ложкин А.В., Важенина Л.Н. (1987) Особенности развития растительного покрова Колымской низменности в раннем голоцене. *Четвертичный период Северо-Востока Азии*. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 135-144.
- Лосева Э.И. (1965) Диаомовые водоросли из бореальных отложений бассейна реки Пензы. *Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода*, (30), 89-99.
- Лосева Э.И., Стенина А.С., Марченко-Вагапова Т.И. (2004) Кадастр ископаемых и современных диаомовых водорослей Европейского Северо-Востока. Сыктывкар: Геопринт, 160 с.
- Марченко-Вагапова Т.И., Исаков В.А. (2017) Литолого-палинологическая характеристика верхнеплейстоценовых отложений в бассейне р. Куи. *Мат-лы X Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода*. М.: ГЕОС, 251-253.
- Нигаматзянова Г.Р., Нигматуллин Н.М., Фролова Л.А. (2022) Палинокомплексы озерных отложений в дельте реки Печоры (государственный заповедник “Ненецкий”). *Актуальные проблемы современной палинологии*. Мат-лы XV Всерос. палинолог. конф. М.: МГУ им. М.В. Ломоносова, ГЕОС, 244-248.
- Никифорова Л.Д. (1982) Динамика ландшафтных зон голоцена Северо-Востока европейской части СССР. *Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене*. М.: Наука, 154-162.
- Никифорова Л.Д. (1979) Изменение природной среды в голоцене на северо-востоке европейской части СССР. Дисс. ... канд. геогр. наук. М., 154 с.
- Новенко Е.Ю. (2021) Динамика ландшафтов и климата в Центральной и Восточной Европе в голоцене – прогнозные оценки изменения природной среды. *Геоморфология*, **52**(3), 24-47.
- Новенко Е.Ю., Мазей Н.Г., Куприянов Д.А., Шатунов А.Е., Андреев Р.А., Макарова Е.А., Бородин К.А., Руденко О.В., Прокушкин А.С., Волкова Е.М. (2022) Изменения растительности Приенисейской Сибири в последние 4700 лет: новые палеоэкологические данные из района Игарки (Красноярский край). *Геоморфология*, **53**(3), 51-60.
- Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен – голоцен. Атлас-монография. (2009) (Под ред. А.А. Величко). М.: ГЕОС, 120 с.
- Панин А.В. (2008) Хроноструктура эрозии в центре Восточно-Европейской равнины за последние 5000 лет. *Докл. АН*, **423**(2), 251-256.
- Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Баслеров С.В., Борисова О.К., Ковалюх Н.Н., Шеремецкая Е.Д. (2001) Основные этапы истории речных долин центра Русской равнины в позднем валдае и голоцене: результаты исследований в среднем течении р. Сейм. *Геоморфология*, (2), 19-34.
- Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Чернов А.В. (2011) Основные этапы формирования пойм равнинных рек Северной Евразии. *Геоморфология*, (3), 20-31.
- Панова Н.К., Янковская В., Корона О.М., Зиновьев Е.В. (2003) Динамика растительности и экологических условий на Полярном Урале в голоцене. *Экология*, (4), 248-260.
- Пастухов А.В., Марченко-Вагапова Т.И., Каверин Д.А., Гончарова Н.Н. (2016) Генезис и эволюция бугристых болот на территории редкоостровной многолетней мерзлоты на Европейском Северо-Востоке (бассейн среднего течения реки Косью). *Криосфера Земли*, **XX**(1), 3-14.
- Пилясов А.Н., Замятина Н.Ю., Рябова Л.А., Корандей Ф.С., Кибенко В.А., Путилова Е.С., Потураев

- ва А.В., Никитин Б.В. (2022) Освоение Арктики 2.0: продолжение традиций советских исследований. М.: КРАСАНД, 432 с.
- Прошкина-Лавренко А.И. (1953) Диатомовые водоросли – показатели солёности воды. *Диатомовый сборник*. Л., 186-205.
- Рудая Н.А. (2021) Изменения климата, растительности и фитоценоза Алтайской горной страны в конце МИС2 и голоцене. Дисс. ... докт. геогр. наук. М., 92 с.
- Рухин Л.Б. (1969) Основы литологии. Учение об осадочных породах. Л.: Недра, 778 с.
- Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К. (2008а) Климатически обусловленные изменения речного стока на равнинах Северной Евразии в позднеледниковье и голоцене. *Водн. ресурсы*, **35**(4), 406-416.
- Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К. (2008б) Позднеледниковые палеорусла рек Западной Сибири. *Изв. РАН. Сер. геогр.*, (2), 67-75.
- Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К. (2012) Снижение стока рек равнин Северной Евразии в оптимум голоцена. *Водн. ресурсы*, **39**(1), 40-53.
- Сидорчук А.Ю., Борисова О.К., Панин А.В., Чернов А.В. (2014) Эволюция эрозионно-русловых систем на Восточно-Европейской равнине за последние 150 тысяч лет. *Маккавеевские чтения – 2013*. Сб. мат.-лов. М.: Геогр. фак-т МГУ, 117-138.
- Символокова С.Е., Мищенко Р.Я. (1990) Государственная геологическая карта СССР м-ба 1 : 200 000, сер. Печорская, лист Q-39-V, VI. Объяснит. зап. (Под ред. И.И. Зытнер). М.: Наука, 68 с.
- Соломина О.Н. (2010) Климатические причины колебаний горных ледников в голоцене. *Лед и снег*, (1), 103-110.
- Строение и абсолютная геохронология аласных отложений Центральной Якутии. (Под ред. Е.М. Катасонова). (1979) Новосибирск: Наука, 95 с.
- Физико-географическое районирование СССР. Характеристика региональных единиц. (1968) М.: МГУ, 575 с.
- Филимонова Л.В. (1995) Стандартные спорово-пыльцевые диаграммы позднеледниковья и голоцена средней Карелии. *Палинология в России*. Т. 2. М.: МГУ, 86-103.
- Филимонова Л.В., Климанов В.А. (2005) Изменение количественных показателей палеоклимата в среднеатажной подзоне Карелии за последние 11 000 лет. *Тр. Кар. НЦ РАН*, вып. 8. Петрозаводск, 112-120.
- Флора Северо-Востока европейской части СССР. (1974) В 4 т. Т. I. Семейства Polypodiaceae – Gramineae. (Под ред. А.И. Толмачева). (Сост. А.А. Дедов, Т.П. Кобелева, А.Н. Лашенкова и др.). Л.: Наука, 65-221.
- Хотинский Н.А. (1987) Радиоуглеродная хронология и корреляция природных и антропогенных рубежей голоцена. *Новые данные по геохронологии четвертичного периода*. М., 39-45.
- Alley R.B., Mayewski P.A., Sowers T., Stuiver M., Taylor K.C., Clark P.U. (1997) Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 y. a. *Geology*, **25**, 483-486.
- Amon L., Veski S., Heinsalu A., Saarse L. (2012) Timing of Lateglacial vegetation dynamics and respective palaeoenvironmental conditions in southern Estonia: Evidence from the sediment record of Lake Nakri. *J. Quat. Sci.*, **27**, 169-180.
- Andreev A.A., Klimanov V.A. (2000) Quantitative Holocene climatic reconstruction from Arctic Russia. *J. Paleolimnol.*, **24**, 81-91.
- Andreev A.A., Siegert C., Klimanov V.A., Dereviagin A.Yu., Shilova G.N., Melles M. (2002) Late Pleistocene and Holocene Vegetation and Climate on the Taymyr Lowland, Northern Siberia. *Quat. Res.*, **57**, 138-150.
- Andreev A.A., Tarasov P.E., Ilyashuk B.P., Ilyashuk E.A., Cremer H., Hermichen W.-D., Wischer F., Hubberten H.-W. (2005) Holocene environmental history recorded in Lake Lyadhej-To sediments, Polar Urals, Russia. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **223**(3), 181-203. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.04.004>
- Astakhov V. (2004) Middle Pleistocene glaciations of the Russian North. *Quat. Sci. Rev.*, **23**(11-13), 1285-1311.
- Barhoumi C., Ménot G., Joannin S., Ali A.A., Ansanay-Alex S., Golubeva Y., Subetto D., Kryshen A., Drobyshev I., Peyron O. (2023) Temperature and fire controls on vegetation dynamics in Northern Ural (Russia) boreal forests during the Holocene based on brGDGT and pollen data. *Quat. Sci. Rev.*, **305**, 108014. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2023.108014>
- Binney H.A., Willis K.J., Edwards M.E., Bhagwat S.A., Anderson P.A., Andreev A.A., Blaauw M., Damblon F., Haesaerts P., Kienast F., Kremenetsi K.V., Krivonogov S.K., Lozhkin A.V., MacDonald J.M., Novenko O.Y., Oksanen P., Sapelko T.V., Välranta M., Vazhenina L. (2009) The distribution of late-Quat. woody taxa in northern Eurasia: evidence from a new macrofossil database. *Quat. Sci. Rev.*, **28**, 2445-2464.
- Bos J.A.A., van Geel B., van der Plicht J., Bohncke S.J.P. (2007) Preboreal climate oscillations in Europe: Wiggle-match dating and synthesis of Dutch high-resolution multiproxy records. *Quat. Sci. Rev.*, **26**(15-16), 1927-1950.
- Bradley R.S. (2008). Holocene perspectives on future climate change. *Natural climate variability and global warming: A Holocene perspective*. (Eds R.W. Battarbee, H.A. Binney). Chichester: J. Wiley & Sons, 254-268.
- Brauer A., Endres C., Negendank J.F. (1999) Lateglacial calendar year chronology based on annually laminated sediments from Lake Meerfelder Maar, Germany. *Quat. Int.*, **61**, 17-25.
- Daley T.J., Thomas E.R., Holmes K., Street-Perrott F.A., Chapman M.R., Tindall J.C., Valdes P.J., Loader N.J., Marshall J.D., Wolff E.W., Hopley P.J., Atkinson T., Barber K.E., Fisher E.H., Robertson I., Hughes P.D.M., Roberts C.N. (2011) The 8200 yr BP cold event in stable isotope records from the North Atlantic region. *Global Planet. Change*, **79**, 288-302.
- Davis B.A.S., Brewer S., Guiot J., Stevenson A.C. (2003) The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quat. Sci. Rev.*, **22**, 1701-1716.
- Feurdean A., Perşoiu A., Tanţău I., Stevens T., Magyari E.K., Onac B.P., Marković S., Andrić M., Connor S., Fărcaş S., Gałka M., Gaudeny T., Hoek W., Kolaczek P., Kuneš P., Lamentowicz M., Marinova E., Michczyńska D.J., Perşoiu I., Plóciennik M., Słowiński M., Stancikaite M., Sumegi P., Svensson A., Tămaş T., Timar A., Tonkov S., Toth M., Veski S., Willis K.J., Zernitskaya V. (2014) Climate variability and associated vegetation response throughout Central and Eastern Europe (CEE) between 60 and 8 ka. *Quat. Sci. Rev.*, **106**, 206-224.
- Gabov D., Yakovleva E., Vasilevich R. (2020) Vertical distribution of PAHs during the evolution of permafrost

- peatlands of the European arctic zone. *Appl. Geochem.*, **123**, 104790.
- Head M.J. (2019) Formal subdivision of the Quat. System/ Period: Present status and future directions. *Quat. Int.*, **500**, 32-51.
- Jankovska V., Andreev A.A., Panova N.K. (2006) Holocene environmental history on the eastern slope of the Polar Ural Mountains, Russia. *Boreas*, **35**(4), 650-661.
- Jones V.J., Leng M.J., Solovieva N., Sloane H.J., Tarasov P. (2004) Holocene climate of the Kola Peninsula; evidence from the oxygen isotope record of diatom silica. *Quat. Sci. Rev.*, **23**, 833-839.
- Kaakinen A.P., Eronen M.J. (2000) Holocene pollen stratigraphy indicating climatic and tree-line changes derived from a peat section at Ortino, in Pechora lowland, northern Russia. *Holocene*, **10**, 611-620.
- Kaufman D.S., Schneider D.P., McKay N.P., Ammann C.M., Bradley R.S., Briffa K.R., Miller G.H., Otto-Bliesner B.L., Overpeck J.T., Vinther B.M. (2009) Recent warming reverses long-term arctic cooling. *Science*, **325**, 1236-1239.
- Konstantinov E.A., Panin A.V., Karpukhina N.V., Bricheva S.S., Borisova O.K., Naryshkina N.N., Gurinov A.L., Zakharov A.L. (2021) The riverine past of Lake Seliger. *Water Resources*, **48**(5), 635-645.
- Krammer K., Lange-Bertalot H. (1986) Bacillariophyceae. Teil 1. Naviculaceae. *Süßwasserflora von Mitteleuropa*. (Berg. von A. Pascher). Stuttgart, 876 p.
- Kremenetski K.V., Borisova O.K., Zelikson E.M. (2000) The late glacial and holocene history of vegetation in the Moscow region. *Paleontol. J.*, **34**(1), S67-S74.
- Kullti S., Oksanen P., Välranta M. (2004) Holocene tree line, permafrost and climate dynamics in the Nenets Region, East-European Arctic. *Canad. J. Earth Sci.*, **41**, 1141-1158.
- Kullti S., Välranta M., Sarmaja-Korjonen K., Solovieva N., Virtanen T., Kaupila T., Eronen M. (2003) Palaeoecological evidence of changes in vegetation and climate during the Holocene in the pre-Polar Urals, northeast European Russia. *J. Quat. Sci.*, **18**, 503-520.
- Mann M.E., Zhang Z., Rutherford S., Bradley R.S., Hughes M.K., Shindell D., Ammann C., Faluvegi G., Ni F. (2009) Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*, **326**, 1256-1260.
- Mayewski P.A., Rohling E.E., Stager J.C., Karlén W., Maasch K.A., Meeker L.D. et al. (2004) Holocene climate variability. *Quat. Res.*, **62**, 243-225.
- Novenko E., Tsyganov A., Volkova E., Kupriyanov D., Mironenko I., Babeshko K., Utkina A., Popov V., Mazzei Yu. (2016) Mid- and Late Holocene vegetation dynamics and fire history in the boreal forest of European Russia: A case study from Meshchera Lowlands. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **459**, 570-584.
- Novik A., Punning J.-M., Zernitskaya V. (2010) The development of Belarusian lakes during the Late Glacial and Holocene. *Eston. J. Earth Sci.*, **59**(1), 63-79.
- Oksanen P. (2005) Development of palaeo mires on the northern European continent in relation to Holocene climatic and environmental changes. PhD thesis. Acta Universitatis Ouluensis A446.
- Oksanen P., Kuhry P., Alekseeva R. N. (2001) Holocene development of the Rogovaya River peat plateau, European Russian Arctic. *Holocene*, **11**, 25-40.
- Panin A., Matlakhova E. (2015) Fluvial chronology in the East European plain over the last 20 ka and its palaeohydrological implications. *Catena*, **130**, 46-61.
- Paus A., Svendsen J.I., (2003) Late Weichselian (Valdaian) and Holocene vegetation and environmental history of the northern Timan Ridge, European Arctic Russia. *Quat. Sci. Rev.*, **22**, 2285-2302.
- Salonen J.S., Seppä H., Välranta M., Jones V.J., Self A., Heikkilä M., Kullti S., Yang H. (2011) The Holocene Thermal Maximum and Late-Holocene Cooling in the Tundra of NE European Russia. *Quat. Res.*, **75**(3), 501-511.
- Schubert A., Lauterbach S., Leipe C., Brauer A., Tarasov P.E. (2023) Visible or not? Reflection of the 8.2 ka BP event and the Greenlandian-Northgrippian boundary in a new high-resolution pollen record from the varved sediments of Lake Mondsee, Austria. *Quat. Sci. Rev.*, **308**. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2023.108073>
- Seppä N., Björne A.E., Telford R.J., Birks H.J.B., Veski S. (2009) Last nine-thousand years of temperature variability in Northern Europe. *Climate Past*, **5**, 523-535.
- Seppä N., MacDonald G.M., Birks H.J.B., Gervais B.R., Snyder J.A. (2008) Late-Quat. summer temperatures changes in the North-European tree-line region. *Quat. Sci. Rev.*, **69**, 404-412.
- Sidorchuk A.Yu., Borisova O.K., Panin A.V. (2001) Fluvial response to the late Valdai/Holocene environmental change on the East European Plain. *Global Planet. Change*, **28**(1-4), 303-318.
- Sidorchuk A., Panin A., Borisova O., Kovalyukh N. (2001) Lateglacial and Holocene palaeohydrology of the lower Vychegda river, western Russia. *River Basin Sediment Systems: Archives of Environmental Change*. Abingdon, 265-295.
- Solomina O., Haeblerli W., Kull C., Wiles G. (2008) Historical and Holocene glacier-climate variations: General concepts and overview. *Global Planet. Change*, **60**, 1-9.
- Steig E.J., Mors D.L., Waddington E.D. (2000) Wisconsinan and Holocene climate history from an ice core at Taylor Dome, western Ross Sea embayment, Antarctica. *Geografiska Annaler*, **82A**, 213-235.
- Thomas E.R., Wolff E.W., Mulvaney R., Steffensen J.P., Johnsen S.J., Arrowsmith C., White J.W.C., Vaughn B., Popp T. (2007) The 8.2 Ka event from Greenland ice cores. *Quat. Sci. Rev.*, **26**, 70-81.
- Välranta M., Kaakinen A.P., Kuhry P. (2003). Holocene climate and landscape evolution East of the Pechora delta, East-European Russian arctic. *Quat. Res.*, **59**, 335-344.
- Välranta M., Kaakinen A.P., Kuhry P., Kullti S., Salonen S.J., Seppä H. (2011) Scattered late-glacial and early Holocene tree populations as dispersal nuclei for forest development in north-eastern European Russia. *J. Biogeogr.*, **38**(5), 922-932.
- van der Plicht J., van Geel B., Bohncke S.J.P., Bos J.A.A., Speranza A.O.M., Muscheler R., Björck S., Björck S., Blaauw M. (2004) The Preboreal climate reversal and a subsequent solar-forced climate shift. *J. Quat. Sci.*, **19**(3), 263-269. <https://doi.org/10.1002/jqs.835>
- Velichko A.A., Andreev A.A., Klimanov V.A. (1997) Climate and vegetation dynamics in the tundra and forest zone during the Late glacial and Holocene. *Quat. Int.*, **41/42**, 71-96.
- Velichko A.A., Klimanov V.A., Borzenkova I.I. (1992) Climates between 6,000 and 5,500 yr B.P. (Expl. notes, maps 65, 69, 73, 77). *Atlas of Paleoclimates and Pa-*

- leoenvironments of the Northern Hemisphere. Late Pleistocene – Holocene (Eds B. Frenzel, M. Pesci, A.A. Velichko). Budapest–Frankfurt, 137–139.
- Walker M., Head M.J., Berkelhammer M., Björck S., Cheng H., Cwynar L.C., Fisher D., Gkinis V., Long A., Newnham R., Rasmussen S.O., Weiss H. (2019) Subdividing the Holocene Series / Epoch: Formalisation of stages/ages and subseries/subepochs, and designation of GSSPs and auxiliary stratotypes. *J. Quat. Sci.*, **34**, 173–186.
- Walker M., Johnsen S., Rasmussen S.O. et al. (2009) Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. *J. Quat. Sci.*, **24**(1), 3–17.
- Wanner H., Beer J., Butikofer J., Crowley T.J., Cubasch U., Flückiger J., Goosse H., Grosjean M., Joos F., Kaplan J.O., Küttel M., Müller S.A., Prentice I.C., Solomina O., Stocker T.F., Tarasov P., Wagner M., Widmann M. (2008) Mid- to Late Holocene climate change: An overview. *Quat. Sci. Rev.*, **27**, 1791–1828.
- Wohlfarth B., Lacourse T., Bennike O., Subetto D., Tarasov P., Demidov I., Filimonova L., Sapelko T. (2007) Climatic and environmental changes in north-western Russia between 15,000 and 8000 cal yr BP: A review. *Quat. Sci. Rev.*, **26**, 1871–1883.
- ### REFERENCES
- Agadzhanian A.K., Borisov B.A., Braitseva O.A. (1987) Methodological guide for the study and geological survey of Quat. deposits. Leningrad, Nedra Publ., 308 p. (In Russ.)
- Alley R.B., Mayewski P.A., Sowers T., Stuiver M., Taylor K.C., Clark P.U. (1997) Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, **25**, 483–486.
- Amon L., Veski S., Heinsalu A., Saarse L. (2012) Timing of Lateglacial vegetation dynamics and respective palaeoenvironmental conditions in southern Estonia: Evidence from the sediment record of Lake Nakri. *J. Quat. Sci.*, **27**, 169–180.
- Andreev A.A., Klimanov V.A. (2000) Quantitative Holocene climatic reconstruction from Arctic Russia. *J. Paleolimnol.*, **24**, 81–91.
- Andreev A.A., Siebert C., Klimanov V.A., Dereviagin A. Yu., Shilova G.N., Melles M. (2002) Late Pleistocene and Holocene Vegetation and Climate on the Taymyr Lowland, Northern Siberia. *Quat. Res.*, **57**, 138–150.
- Andreev A.A., Tarasov P.E., Ilyashuk B.P., Ilyashuk E.A., Cremer H., Hermichen W.-D., Wischer F., Hubberten H.-W. (2005) Holocene environmental history recorded in Lake Lyadhej-To sediments, Polar Urals, Russia. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **223**(3), 181–203.
- Andreicheva L.N. (2002) Pleistocene of the European Northeast. Ekaterinburg, UB RAS, 321 p. (In Russ.)
- Andreicheva L.N. (1992) The basal moraines of the European Northeast of Russia and their lithostratigraphic significance. St. Petersburg, Nauka Publ., 125 p. (In Russ.)
- Areas of trees and shrubs of the USSR. V. 1. (1977) (Compiled by S.Ya. Sokolov, O.A. Svyazeva, V.A. Kubli et al.). Leningrad, Nauka Publ., 164 p. (In Russ.)
- Arslanov Kh.A., Lavrov A.S., 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. *Pleistocene glaciations of the East European Plain*. Moscow, Nauka Publ., 37–52. (In Russ.)
- Astakhov V. (2004) Middle Pleistocene glaciations of the Russian North. *Quat. Sci. Rev.*, **23**(11–13), 1285–1311.
- Belkin V.I., Ryazanov I.V. (1972) The concept and measures of granulometric sorting and uniformity. *Abstr. of the V Komi Republican Scientific Youth Conf.* Syktyvkar, 184–185. (In Russ.)
- Barhoumi C., Ménot G., Joannin S., Ali A.A., Ansanay-Alex S., Golubeva Y., Subetto D., Kryshen A., Drobyshch I., Peyron O. (2023) Temperature and fire controls on vegetation dynamics in Northern Ural (Russia) boreal forests during the Holocene based on brGDGT and pollen data. *Quat. Sci. Rev.*, **305**, 108014. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2023.108014>
- Binney H.A., Willis K.J., Edwards M.E., Bhagwat S.A., Anderson P.A., Andreev A.A., Blaauw M., Damblon F., Haesaerts P., Kienast F., Kremenetsi K.V., Krivonogov S.K., Lozhkin A.V., MacDonald J.M., Novenko O.Y., Oksanen P., Sapelko T.V., Välimäki M., Vazhenina L. (2009) The distribution of late-Quat. woody taxa in northern Eurasia: Evidence from a new macrofossil database. *Quat. Sci. Rev.*, **28**, 2445–2464.
- Bogdel' I.I., Vlasov B.P., Il'ves E.O., Klimanov V.A. (1983) Sudobse section stratotype of reconstruction of paleogeographic conditions of the Holocene of Central Belarus. *History of lakes in the USSR*. V. 1. Tallin, Rotaprint of the Academy of Sciences of the ESSR, 30–32. (In Russ.)
- Bolikhovskaya N.S., Bolikhovskii V.F., Klimanov V.A. (1988) Climatic and cryogenic factors of peatlands development on northeast of European part of USSR during the Holocene. *Paleoclimate of European part of the USSR*. Moscow, Nauka Publ., 36–44. (In Russ.)
- Borisova O.K. (2014) Landscape and climatic changes in the Holocene. *Izv. RAN. Ser. Geogr.*, (2), 5–20. (In Russ.)
- Borisova O.K., Naryshkina N.N., Konstantinov E.A., Panin A.V. (2022) Landscape and climatic changes in the preboreal in the north-west of the European part of Russia. *Geomorfologiya*, **53**(3), 19–28. (In Russ.)
- Borzenkova I.I., Borisova O.K., Zhil'tsova E.L., Sapelko T.V. (2017) Cold episode around 8200 years ago in Northern Europe: Analysis of empirical evidence and possible causes. *Led i Sneg*, **57**(1), 117–132. (In Russ.)
- Bos J.A.A., van Geel B., van der Plicht J., Bohncke S.J.P. (2007) Preboreal climate oscillations in Europe: Wiggle-match dating and synthesis of Dutch high-resolution multi-proxy records. *Quat. Sci. Rev.*, **26**(15–16), 1927–1950.
- Botvinkina L.N. (1965) Methodological guide to the study of layering. Moscow, Nauka Publ., 265 p. (In Russ.)
- Bradley R.S. (2008) Holocene perspectives on future climate change. *Natural climate variability and global warming: A Holocene perspective*. (Eds R.W. Battarbee, H.A. Binney). Chichester, J. Wiley & Sons, 254–268.
- Brauer A., Endres C., Negendank J.F. (1999) Lateglacial calendar year chronology based on annually laminated sediments from Lake Meerfelder Maar, Germany. *Quat. Int.*, **61**, 17–25.
- Buravskaya M.N., Golubeva Yu.V. (2020) Paleogeographic conditions of the late Holocene in of the Kuya river valley (northwest of the Bol'shezemel'skaya tundra). *Izv. Komi NTs UrO RAN. Ser. Nauki o Zemle*, **1**(41), 49–54. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/1994-5655-2020-1-49-54>

- Buravskaya M.N., Marchenko-Vagapova T.I. (2018) Paleogeographic and sedimentation deposition of oxbow deposits in the paleochannel of the Kuya river in the northwest of the Bol'shezemel'skaya tundra. *Vestn. Geonauk*, (12), 16-22. (In Russ.)
- Climate and landscapes of Northern Eurasia in conditions of global warming. Atlas-monograph "Development of landscapes and climate of Northern Eurasia. Late Pleistocene – Holocene – elements of the forecast." Iss. III (Ed. A.A. Velichko). (2010) Moscow, GEOS Publ., 50-69. (In Russ.)
- Daley T.J., Thomas E.R., Holmes K., Street-Perrott F.A., Chapman M.R., Tindall J.C., Valdes P.J., Loader N.J., Marshall J.D., Wolff E.W., Hopley P.J., Atkinson T., Barber K.E., Fisher E.H., Robertson I., Hughes P.D.M., Roberts C.N. (2011) The 8200 yr BP cold event in stable isotope records from the North Atlantic region. *Global Planet. Change*, **79**, 288-302.
- Davis B.A.S., Brewer S., Guiot J., Stevenson A.C. (2003) The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quat. Sci. Rev.*, **22**, 1701-1716.
- Diatom analysis. (1949–1950) Leningrad, Gosgeolizdat Publ. B. 1. General and paleobotanical characteristics of diatoms. (Ed. A.I. Proshkina-Lavrenko). (1949), 239 p. B. 2. Determinant. Orders Centrales and Mediales. (Rep. ed. A.I. Proshkina-Lavrenko). (1949), 442 p. B. 3. Determinant. Orders of Pennales. (Rep. ed. A.I. Proshkina-Lavrenko). (1950), 635 p. (In Russ.)
- Diatoms of the USSR (fossil and modern). (1974) (Ed. Z.I. Glezer, A.P. Zhuse, I.P. Makarova, A.I. Proshkina-Lavrenko, V.S. Sheshukova-Poretskaya). V. 1. Leningrad, Nauka Publ., 403 p. (In Russ.)
- Dynamics of landscape components and internal marine basins of Northern Eurasia over the last 130,000 years (general paleogeography). (2002) (Ed. A.A. Velichko). Moscow, GEOS Publ., 232 p. (In Russ.)
- Feurdean A., Perşoiu A., Tanţău I., Stevens T., Magyari E.K., Onac B.P., Marković S., Andrić M., Connor S., Fărcaş S., Galka M., Gaudeny T., Hoek W., Kolaczek P., Kuneš P., Lamentowicz M., Marinova E., Michczyńska D.J., Perşoiu I., Plóciennik M., Słowiński M., Stancikaite M., Sumegi P., Svensson A., Tămaş T., Timar A., Tonkov S., Toth M., Veski S., Willis K.J., Zernitskaya V. (2014) Climate variability and associated vegetation response throughout Central and Eastern Europe (CEE) between 60 and 8 ka. *Quat. Sci. Rev.*, **106**, 206-224.
- Filimonova L.V. (1995) Standard spore-pollen diagrams of the Late Glacial and Holocene of middle Karelia. *Paleontology in Russia*. V. 2. Moscow, MGU Publ., 86-103.
- Filimonova L.V., Klimanov V.A. (2005) Changes in quantitative indicators of paleoclimate in the middle taiga sub-zone of Karelia over the last 11,000 years. *Tr. Kar. NTs RAN*, vyp. 8. Petrozavodsk, 112-120. (In Russ.)
- Flora of the North-East of the European part of the USSR. (1974) In 4 v. V. 1. The family Polypodiaceae – Gramineae. (Ed. A.I. Tolmachev). (Compiled by A.A. Dedov, T.P. Kobeleva, A.N. Lashchenkova et al.). Leningrad, Nauka Publ., 65-221. (In Russ.)
- Gabov D., Yakovleva E., Vasilevich R. (2020) Vertical distribution of PAHs during the evolution of permafrost peatlands of the European arctic zone. *Appl. Geochem.*, **123**, 104790.
- Gladkova A.N., Grichuk V.P., Zaklinskaya E.D., Zauer V.V., Pokrovskaya I.M., Radzevich N.D., Samoilovich S.R., Sedova M.A., Spel'mak N.K. (1950) Pollen analysis. Moscow, Gosgeolizdat Publ., 571 p. (In Russ.)
- Golubeva Yu.V., Buravskaya M.N., Marchenko-Vagapova T.I. (2019) Paleogeography of the Holocene of the valley of the lower reaches of the Kuya river (northwest of the Bol'shezemel'skaya tundra). *Tr. Fersmanovskoi Nauchnoi Sessii GI KNTs RAN*, (16), 92-96. <https://doi.org/10.31241/FNS.2019.16.019>
- Head M.J. (2019) Formal subdivision of the Quat. System/Period: Present status and future directions. *Quat. Int.*, **500**, 32-51.
- Isakov V.A. (2023) Geological and geomorphological zoning of the river basin. Seids based on the ArcticDEM digital elevation model. *Vestn. Geonauk*, **10**(346), 42-50.
- Jankovska V., Andreev A.A., Panova N.K. (2006) Holocene environmental history on the eastern slope of the Polar Ural Mountains, Russia. *Boreas*, **35**(4), 650-661.
- Jones V.J., Leng M.J., Solovieva N., Sloane H.J., Tarasov P. (2004) Holocene climate of the Kola Peninsula, evidence from the oxygen isotope record of diatom silica. *Quat. Sci. Rev.*, **23**, 833-839.
- Kaakinen A.P., Eronen M.J. (2000) Holocene pollen stratigraphy indicating climatic and tree-line changes derived from a peat section at Ortino, in Pechora lowland, northern Russia. *Holocene*, **10**, 611-620.
- Kachinskii N.A. (1958) Mechanical and microaggregate composition of soil, methods of its study. Moscow, AN SSSR Publ., 192 p. (In Russ.)
- Kaplina T.N., Lozhkin A.V. (1982) History of the development of vegetation of the Primorsky lowlands of Yakutia in the Holocene. Development of nature on the territory of the USSR in the Late Pleistocene and Holocene. Moscow, Nauka Publ., 207-220. (In Russ.)
- Kaufman D.S., Schneider D.P., McKay N.P., Ammann C.M., Bradley R.S., Briffa K.R., Miller G.H., Otto-Bliesner B.L., Overpeck J.T., Vinther B.M. (2009) Recent warming reverses long-term arctic cooling. *Science*, **325**, 1236-1239.
- Khotinskii N.A. (1987) Radiocarbon chronology and correlation of natural and anthropogenic boundaries of the Holocene. *New data on the geochronology of the Quat. period*. Moscow, 39-45. (In Russ.)
- Klimanov V.A. (1994) Climate of a small climatic optimum in Northern Eurasia. *Dokl. Akad. Nauk*, **335**(2), 232-236. (In Russ.)
- Konishchev V.N. (2009) Permafrost response to climate warming. *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Ser. 5: Geogr.*, (4), 10-20. (In Russ.)
- Konstantinov E.A., Panin A.V., Karpukhina N.V., Bricheva S.S., Borisova O.K., Naryshkina N.N., Gurinov A.L., Zakharov A.L. (2021) The riverine past of Lake Seliger. *Water resources*, **48**(5), 635-645.
- Krammer K., Lange-Bertalot H. (1986) Bacillariophyceae. Teil 1. Naviculaceae. *Süßwasserflora von Mitteleuropa (berg. von A. Pascher)*. Stuttgart, 876 p.
- Kremenetski K.V., Borisova O.K., Zelikson E.M. (2000) The late glacial and holocene history of vegetation in the Moscow region. *Paleontological J.*, **34**(1), S67-S74.
- Kullti S., Oksanen P., Väliiranta M. (2004) Holocene tree line, permafrost and climate dynamics in the Nenets Region, East-European Arctic. *Canad. J. Earth Sci.*, **41**, 1141-1158.
- Kullti S., Väliiranta M., Sarmaja-Korjonen K., Solovieva N., Virtanen T., Kauppila T., Eronen M. (2003) Palaeoeco-

- logical evidence of changes in vegetation and climate during the Holocene in the pre-Polar Urals, northeast European Russia. *J. Quat. Sci.*, **18**, 503-520.
- Lapteva E.G., Korona O.M. (2022) History of the development of vegetation cover in the northeast of the Yamal Peninsula during the Holocene based on spore-pollen and paleocarpological data from the coastal sediments section of Lake Pechevalavato. *Proceed. of the XV All-Russian Palynological Conference*. Moscow, GEOS Publ., 186-191. (In Russ.)
- Lapteva E.G., Trofimova S.S., Korona O.M. (2013) Flora and vegetation of the river. Yuribey of the Yamal Peninsula in the Late Glacial and Holocene. *Dynamics of modern ecosystems in the Holocene*. Kazan', Otechestvo Publ., 226-227. (In Russ.)
- Lavrov A.S., Potapenko L.M. (2012) Neopleistocene of the Pechora Lowland and Western Timan Region (stratigraphy, paleogeography, chronology). Moscow, 191 p. (In Russ.)
- Loseva E.I. (1965) Diatoms from boreal deposits of the Penza river basin. *Bull. Commission for the Study of the Quat. Period*, (30), 89-99. (In Russ.)
- Loseva E.I., Stenina A.S., Marchenko-Vagapova T.I. (2004) Inventory of fossil and modern diatoms of the European Northeast. Syktyvkar, Geoprint Publ., 160 p. (In Russ.)
- Lozhkin A.V., Vazhenina L.N. (1987) Features of the development of vegetation cover of the Kolyma Lowland in the early Holocene. *Quat. period of North-East Asia*. Magadan, SVKNII DVNTs AN SSSR, 135-144. (In Russ.)
- Mann M.E., Zhang Z., Rutherford S., Bradley R.S., Hughes M.K., Shindell D., Ammann C., Faluvegi G., Ni F. (2009) Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*, **326**, 1256-1260.
- Marchenko-Vagapova T.I., Isakov V.A. (2017) Lithological and palynological characteristics of the Upper Pleistocene deposits in the Kuya river basin. *Proceed. of the X All-Russian meeting on the study of the Quat. period*. Moscow, GEOS Publ., 251-253. (In Russ.)
- Mayewski P.A., Rohling E.E., Stager J.C., Karlén W., Maasch K.A., Meeker L.D. et al. (2004) Holocene climate variability. *Quat. Res.*, **62**, 243-225.
- Nigmatzyanova G.R., Nigmatullin N.M., Frolova L.A. (2022) Palynocomplexes of lacustrine sediments in the delta of the Pechora River (Nenets State Reserve). *Actual problems of modern palynology*. Proceed. of the XV All-Russian palynological conference. Moscow, MGU Publ., GEOS Publ., 244-248. (In Russ.) https://doi.org/10.54896/9785891188532_2022_52
- Nikiforova L.D. (1979) Changes in the natural environment in the Holocene in the north-east of the European part of the USSR. Cand. geogr. sci. diss. Moscow, IG RAN, 154 p. (In Russ.)
- Nikiforova L.D. (1982) Dynamics of Holocene landscape zones in the North-East of the European part of the USSR. *Development of the nature territory in the USSR during the late Pleistocene and Holocene*. Moscow, Nauka Publ., 154-162. (In Russ.)
- Novenko E.Yu. (2021) Dynamics of landscapes and climate in Central and Eastern Europe during the Holocene – prognosis estimates of changes of the environment. *Geomorphology*, **52**(3), 24-47. (In Russ.)
- Novenko E., Tsyganov A., Volkova E., Kupriyanov D., Mironenko I., Babeshko K., Utkina A., Popov V., Mazi Yu. (2016) Mid- and Late Holocene vegetation dynamics and fire history in the boreal forest of European Russia: A case study from Meshchera Lowlands. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **459**, 570-584.
- Novenko E.Yu., Mazey N.G., Kupriyanov D.A., Shatunov A.E., Andreev R.A., Makarova E.A., Borodina K.A., Rudenko O.V., Prokushkin A.S., Volkova E.M. (2022) Changes in the vegetation of Prienisei Siberia during the last 4700 years: New paleoecological data from the Igarika region (Krasnoyarsk Krai). *Geomorphology*, **53**(3), 51-60. <https://doi.org/10.31857/S0435428122030129>
- Novik A., Punning J.-M., Zernitskaya V. (2010) The development of Belarusian lakes during the Late Glacial and Holocene. *Eston. J. Earth Sci.*, **59**(1), 63-79.
- Oksanen P. (2005) Development of palsa mires on the northern European continent in relation to Holocene climatic and environmental changes. PhD thesis. Acta Universitatis Ouluensis A446.
- Oksanen P., Kuhry P., Alekseeva R.N. (2001) Holocene development of the Rogovaya River peat plateau, European Russian Arctic. *Holocene*, **11**, 25-40.
- Panin A.V. (2008) Chronostructure of erosion in the central East European Plain over the last 5000 years. *Dokl. Akad. Nauk*, **423**(2), 251-256. (In Russ.)
- Panin A., Matlakhova E. (2015) Fluvial chronology in the East European plain over the last 20 ka and its palaeohydrological implications. *Catena*, **130**, 46-61.
- Panin A.V., Sidorchuk A.Yu., Baslerov S.V., Borisova O.K., Kovalyukh N.N., Sheremetskaya E.D. (2001) The main stages of the history of river valleys in the center of the Russian Plain in the late Valdai and Holocene: Results of studies in the middle reaches of the river. *Seim. Geomorphology*, (2), 19-34. (In Russ.)
- Panin A.V., Sidorchuk A.Yu., Chernov A.V. (2011) The main stages of the formation of floodplains of lowland rivers in Northern Eurasia. *Geomorphology*, (3), 20-31. (In Russ.)
- Panova N.K., Jankovska V., Korona O.M., Zinoviev E.V. (2003) Dynamics of vegetation and ecological conditions in the Polar Urals in the Holocene. *Ecology*, (4), 248-260. (In Russ.)
- Pastukhov A.V., Marchenko-Vagapova T.I., Kaverin D.A., Goncharova N.N. (2016) Genesis and evolution of hummocky swamps on the territory of rare island permafrost in the European North-East (basin of the middle course of the Kos'yu River). *Kriosfera Zemli*, **XX**(1), 3-14. (In Russ.)
- Paus A., Svendsen J.I., (2003) Late Weichselian (Valdaian) and Holocene vegetation and environmental history of the northern Timan Ridge, European Arctic Russia. *Quat. Sci. Rev.*, **22**, 2285-2302.
- Physical-geographical zoning of the USSR. Characteristics of regional units. (1968) Moscow, Moscow State University Publ., 575 p. (In Russ.)
- Pilyasov A.N., Zamyatina N.Yu., Ryabova L.A., Korandei F.S., Kibenko V.A., Putilova E.S., Poturaeva A.V., Nikitin B.V. (2022) Exploration of the Arctic 2.0: Continuation of the traditions of Soviet research. Moscow, KRASAND Publ., 432 p. (In Russ.)
- Proshkina-Lavrenko A.I. (1953) Diatoms – indicators of water salinity. *Diatom collection*. Leningrad, 186-205. (In Russ.)
- Rudaya N.A. (2021) Changes in climate, vegetation and phytodiversity of the Altai mountainous country at the end of

- MIS2 and the Holocene. Doc. geogr. sci. diss. Moscow, 92 p. (In Russ.)
- Rukhin L.B. (1969) Basics of lithology. The doctrine of sedimentary rocks. Leningrad, Nedra Publ., 778 p.
- Salonen J.S., Seppä H., Välranta M., Jones V.J., Self A., Heikkilä M., Kultti S., Yang H. (2011) The Holocene Thermal Maximum and Late-Holocene Cooling in the Tundra of NE European Russia. *Quat. Res.*, **75**(3), 501-511.
- Schubert A., Lauterbach S., Leiße C., Brauer A., Tarasov P.E. (2023) Visible or not? Reflection of the 8.2 ka BP event and the Greenlandian-Northgrippian boundary in a new high-resolution pollen record from the varved sediments of Lake Mondsee, Austria. *Quat. Sci. Rev.*, **308**. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2023.108073>
- Seppä N., Björne A.E., Telford R.J., Birks H.J.B., Veski S. (2009) Last nine-thousand years of temperature variability in Northern Europe. *Climate Past*, **5**, 523-535.
- Seppä N., MacDonald G.M., Birks H.J.B., Gervais B.R., Snyder J.A. (2008) Late-Quat. summer temperatures changes in the North-European tree-line region. *Quat. Sci. Rev.*, **69**, 404-412.
- Sidorchuk A.Yu., Borisova O.K., Panin A.V., Chernov A.V. (2014) Evolution of erosional channel systems on the East European Plain over the last 150 thousand years. *Proceed. of Makkaveev readings – 2013*. Moscow, Geogr. Faculty of Moscow State University, 117-138. (In Russ.)
- Sidorchuk A.Yu., Panin A.V., Borisova O.K. (2008a) Climatically determined changes in river flow on the plains of Northern Eurasia in the Late Glacial and Holocene. *Vodnye Resursy*, **35**(4), 406-416. (In Russ.)
- Sidorchuk A.Yu., Panin A.V., Borisova O.K. (2012) Decrease in river flow of the Northern Eurasian plains during the Holocene optimum. *Vodnye Resursy*, **39**(1), 40-53. (In Russ.)
- Sidorchuk A.Yu., Panin A.V., Borisova O.K. (2008b) Late glacial paleochannels of rivers in Western Siberia. *Izv. RAN. Ser. geogr.*, (2), 67-75. (In Russ.)
- Simbolokova S.E., Mishchenko R.Ya. (1990) State Geological Map of the USSR, scale 1:200,000, Pechora series, sheet Q-39-V, VI. Explanatory note. (Ed. I.I. Zytner). Moscow, Nauka Publ., 68 p. (In Russ.)
- Solomina O.N. (2010) Climatic causes of mountain glacier fluctuations in the Holocene. *Led i Sneg*, (1), 103-110. (In Russ.)
- Solomina O., Haeberli W., Kull C., Wiles G. (2008) Historical and Holocene glacier-climate variations: General concepts and overview. *Global Planet. Change*, **60**, 1-9.
- Steig E.J., Mors D.L., Waddington E.D. (2000) Wisconsinan and Holocene climate history from an ice core at Taylor Dome, western Ross Sea embayment, Antarctica. *Geografiska Annaler*, **82A**, 213-235.
- Structure and absolute geochronology of alass deposits in Central Yakutia. (1979) Novosibirsk, Nauka Publ., 95 p. (In Russ.)
- Thomas E.R., Wolff E.W., Mulvaney R., Steffensen J.P., Johnsen S.J., Arrowsmith C., White J.W.C., Vaughn B., Popp T. (2007) The 8.2 ka event from Greenland ice cores. *Quat. Sci. Rev.*, **26**, 70-81.
- Välranta M., Kaakinen A.P., Kuhry P. (2003) Holocene climate and landscape evolution East of the Pechora delta, East-European Russian arctic. *Quat. Res.*, **59**, 335-344.
- Välranta M., Kaakinen A.P., Kuhry P., Kultti S., Salonen S.J., Seppä H. (2011) Scattered late-glacial and early Holocene tree populations as dispersal nuclei for forest development in north-eastern European Russia. *J. Biogeogr.*, **38**(5), 922-932.
- van der Plicht J., van Geel B., Bohncke S.J.P., Bos J.A.A., Speranza A.O.M., Muscheler R., Björck S., Björck S., Blaauw M. (2004) The Preboreal climate reversal and a subsequent solar-forced climate shift. *J. Quat. Sci.*, **19**(3), 263-269. <https://doi.org/10.1002/jqs.835>
- Vasilchuk Yu.K., Vasilchuk A.K., Budantseva N.A., Chizhova Yu.N. (2008) Convex heaving mounds of permafrost peat massifs. Moscow, MGU Publ., 571 p. (In Russ.)
- Veinbergs I.G., Stelle V.Ya., Savvaitov A.I., Yakubovskaya I.Ya. (1995) Late Quat. history of Pechora Sea coast: Proceedings of the conference. Moscow, MGU Publ., 106-112. (In Russ.)
- Velichko A.A., Andreev A.A., Klimanov V.A. (1997) Climate and vegetation dynamics in the tundra and forest zone during the Late glacial and Holocene. *Quat. Int.*, **41/42**, 71-96.
- Velichko A.A., Klimanov V.A., Borzenkova I.I. (1992) Climates between 6,000 and 5,500 yr B.P. (Expl. notes, maps 65, 69, 73, 77). *Atlas of Paleoclimates and Paleoenvironments of the Northern Hemisphere. Late Pleistocene – Holocene*. (Eds B. Frenzel, M. Pesci, A.A. Velichko). Budapest–Frankfurt, 137-139.
- Vikulova M.F. (1957) Methodical guide for the petrographic and mineralogical study of clays. Moscow, Gosgeoltekhizdat Publ., 7-90. (In Russ.)
- Walker M., Head M.J., Berkelhammer M., Björck S., Cheng H., Cwynar L.C., Fisher D., Gkinis V., Long A., Newnham R., Rasmussen S.O., Weiss H. (2019) Subdividing the Holocene Series / Epoch: Formalisation of stages/ages and subseries/subepochs, and designation of GSSPs and auxiliary stratotypes. *J. Quat. Sci.*, **34**, 173-186.
- Walker M., Johnsen S., Rasmussen S.O. et al. (2009) Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. *J. Quat. Sci.*, **24**(1), 3-17.
- Wanner H., Beer J., Butikofer J., Crowley T.J., Cubasch U., Flückiger J., Goosse H., Grosjean M., Joos F., Kaplan J.O., Küttel M., Müller S.A., Prentice I.C., Solomina O., Stocker T.F., Tarasov P., Wagner M., Widmann M. (2008) Mid- to Late Holocene climate change: An overview. *Quat. Sci. Rev.*, **27**, 1791-1828.
- Wohlfarth B., Lacourse T., Bennike O., Subetto D., Tarasov P., Demidov I., Filimonova L., Sapelko T. (2007) Climatic and environmental changes in north-western Russia between 15,000 and 8000 cal yr BP: A review. *Quat. Sci. Rev.*, **26**, 1871-1883.
- Zaretskaya N.E., Panin A.V., Golubeva Yu.V., Chernov A.V. (2014) Sedimentation settings and geochronology of the transition from the Late Pleistocene to the Holocene in the valley of the river. Vychegda. *Dokl. Akad. Nauk. Ser. Geol.*, **455**(1), 52-57. (In Russ.)