

УДК 56:[581.524.3+581.33]/(571.121)"627"

ДИНАМИКА РАСТИТЕЛЬНОСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ЯМАЛА В ГОЛОЦЕНЕ

© 2024 г. Е. Г. Лаптева^а, *, О. М. Корона^а, П. А. Косинцев^а

^аИнститут экологии растений и животных УрО РАН, Россия, 620144,
Екатеринбург, ул. 8 Марта, 202

*e-mail: lapteva@ipae.uran.ru

Поступила в редакцию 25.05.2023 г.

После доработки 13.09.2023 г.

Принята к публикации 15.09.2023 г.

В работе представлены новые палеоботанические данные в совокупности с результатами радиоуглеродного датирования, полученные из органоминеральных отложений северного берега оз. Печевалавато (70°13'22.3" с.ш., 71°50'57.6" в.д.) в бассейне р. Сеяхи и характеризующие динамику растительности северной части Центрального Ямала в голоцене. Установлено, что в раннем голоцене (10.2–8.7 тыс. л. н.) на Ямале береза древовидной формы (*Betula* sect. *Betula*) произрастала не менее чем на 400 км севернее современной северной границы распространения *Betula pubescens* ssp. *tortuosa*. Благоприятные условия для существования березовых редколесий в это время были обусловлены более высокой температурой вегетационного периода, превышающей примерно на 3–4°C современные параметры самого теплого месяца летнего сезона. В финале раннего голоцена (после 8.5 тыс. кал. л. н.) лесная растительность начала деградировать, распространились открытые ландшафты с разнообразными растительными сообществами субарктических тундр и единичными деревьями в долине реки. Около 6.5 тыс. кал. л. н. северные субарктические тундры стали формировать зональный облик района исследования в климатических условиях, близких к современным.

Ключевые слова: палеоэкология, динамика растительности, спорово-пыльцевой и карпологический анализы, голоцен, Субарктика Западной Сибири

DOI: 10.31857/S0367059724010012 EDN: XJKFDU

Полуостров Ямал – регион Арктики, активно изучаемый в палеоэкологическом плане на протяжении многих десятилетий. К настоящему времени накоплен довольно обширный материал по динамике растительных сообществ и распространению древесных пород на Южном Ямале в голоцене, основанный на результатах палинологического изучения, анализа растительных макроостатков и древесно-кольцевого анализа полуископаемой древесины [1–8]. Для северных районов полуострова такие материалы немногочисленны и представлены преимущественно палинологическими данными и единичными находками стволов деревьев [3, 9–12]. Карпологические данные для этих районов отсутствуют. Получение новых палеоботанических данных из отложений разного генезиса с северных территорий Ямала является актуальным для уточнения истории формирования современных экосистем полуострова в течение голоцена и оценки их возможной трансформации при последующих климатических изменениях.

Цель работы – реконструировать динамику растительности Центрального Ямала в голоцене по результатам палинологического и карпологического изучения органоминеральных отложений берегового обнажения оз. Печевалавато.

РАЙОН, ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследован разрез органоминеральных отложений берегового обнажения оз. Печевалавато (70°13'22.3" с.ш., 71°50'57.6" в.д.) в бассейне р. Сеяхи на северо-востоке полуострова Ямал (рис. 1). Озеро расположено на второй морской террасе (высота над уровнем моря около 20 м) и имеет термокарстовое происхождение. Изученное обнажение образовалось в результате термоабразии голоценовых отложений, сформировавшихся на поверхности второй террасы. Район исследования расположен в субарктическом климате со среднегодовой температурой 8–10°C ниже нуля (температура января от –22 до –24°C



Рис. 1. Район исследования: 1 — оз. Печевалавато (данная работа); 2 — торфяник в устье р. Сеяхи [11]; 3 — разрез Марпе-Сале [25]; 4 — разрез Ямб-Ярто [6]; 5 — торфяник Сютявкото [6]; 6 — разрез Паютакоя [6]; 7 — разрез Нгоюн [7]; 8 — оз. Нюлсавэйто [5]. Черная пунктирная линия — Северный полярный круг; белая пунктирная линия — северная граница лесотундры по [14]; черный ромб — самая северная находка *Menyanthes trifoliata* L. по [14]; белый ромб — самая северная находка *Alnus alnobetula* ssp. *fruticosa* (Rupr.) Raus по [14].

и июля 6–8°C) и количеством осадков около 400 мм/год, где распространены северные субарктические тундры с господством травяно-моховых сообществ с ерником и ивами [13–15]. Непосредственно в окрестностях озера в кустарниковом ярусе встречаются карликовая березка (*Betula nana* L.) и ива (*Salix* sp.), в травянисто-кустарничковом ярусе — брусника (*Vaccinium vitis-idaea* L.), голубика (*Vaccinium uliginosum* L.), дриада (*Dryas* sp.), виды мятликовых (Poaceae) и осоковых (*Carex* sp., *Eriophorum* sp.). Лишайниково-моховой покров образован зелеными мхами и кустистыми лишайниками, на переувлажненных участках обильны сфагновые мхи.

Из разреза отложений мощностью более 3 м в береговом обнажении озера были отобраны

48 образцов непрерывной колонкой для спорово-пыльцевого и карпологического анализов. Лабораторную обработку образцов проводили по стандартным методикам [16, 17]. Анализ полученных данных и построение диаграмм выполняли с помощью программы Tilia v. 2.6.1. [18]. На спорово-пыльцевой диаграмме доля пыльцы таксонов деревьев и кустарников, кустарничков и трав, а также спор высших споровых растений была рассчитана от общей суммы пыльцы древесных и травянистых растений, принятой за 100%. На карпологической диаграмме показано количество макроостатков того или иного таксона в каждом изученном образце объемом около 70–350 мл. Латинские названия таксонов микро- и макроостатков растений приведены в соответствии с Международным указателем научных названий растений (International Plant Names Index) [19], для ряда таксонов указаны ранее употребляемые синонимы. Типы растительности по результатам спорово-пыльцевого анализа выделены на основе метода биомизации, разработанного при моделировании растительности и климата Земли на основе биомной концепции [20].

Возраст изученных отложений установлен по серии радиоуглеродных дат (AMS-даты), которые получены по растительным остаткам в ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» Института географии РАН (г. Москва, Россия) и Центре прикладных изотопных исследований Университета Джорджии (США). Значения календарного возраста при калибровке радиоуглеродных дат рассчитаны с использованием калибровочной кривой IntCal20 [21]. На основании полученной серии радиоуглеродных дат построена глубинно-возрастная модель в программе Bchron v. 4.7.3 [22]. Для определения хронологии изменений природной среды применяли схему периодизации голоцена, утвержденную Международным союзом геологических наук (International Union of Geological Sciences (IUGS)) [23].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Литологическое описание и радиоуглеродный анализ. В строении изученного разреза отложений берегового обнажения оз. Печевалавато выделено семь литологических слоев (сверху вниз): дерновина мощностью до 4 см; супесь желто-серая (до 25 см); супесь сильно оторфованная, в которой содержание органической фракции снизу вверх постепенно уменьшается

(до 150 см); песок светло-серый (до 10 см); торф слаборазложившийся с ветками кустарников и прослоями супеси серого цвета и алевроитами синего цвета (до 135 см); песок светло-серый (до 13 см); торф на урезе воды с видимой мощностью около 7 см.

Для растительного детрита из органоминеральных отложений разреза получены шесть радиоуглеродных дат (табл. 1), пять из которых располагаются в хронологической последовательности. Радиоуглеродная дата 8195 ± 30 л. н. ($IGAN_{AMS}-9234$) по образцу из нижнего слоя торфа находится в хронологическом несоответствии с датами по образцам из вышележащего автохтонного торфа (см. табл. 1). Наблюдаемая инверсия радиоуглеродных дат может быть объяснена возможным аллохтонным происхождением торфяного слоя на урезе воды, который формировался за счет накопления приносимых водотоком разновозрастных остатков — как более древних в результате размыва других органогенных отложений, так и современных из окружающих прибрежных фитоценозов. Радиоуглеродные даты 9100 ± 30 л.н. ($IGAN_{AMS}-9235$) и 7860 ± 30 л. н. ($IGAN_{AMS}-9236$) маркируют начало и окончание накопления толщи автохтонного торфа ранним голоценом [23]. Согласно расчетам, данный торфяной слой мощностью 125 см накапливался в интервале 10200–8700 кал.л.н. со скоростью 0.83 мм/год. Это соответствует максимальным значениям вертикального прироста торфяных отложений в раннем голоценое независимо от типа залежи и территориальной приуроченности болот в Западной Сибири [24]. Период осадконакопления вышележащего слоя супеси оторфованной мощностью 150 см определен радиоуглеродными датами 7570 ± 30 л. н. ($IGAN_{AMS}-9237$) и 4315 ± 25 л. н. ($IGAN_{AMS}-9239$), и расчетная скорость накопления этого органоминерального слоя в интервале 8500–4500 кал. л. н. составила лишь 0.2 мм/год. Выявленное уменьшение скорости накопления органических осадков соот-

ветствует общей тенденции снижения скорости осадконакопления на территории Западной Сибири в среднем голоценое [24].

Спорово-пыльцевой и карпологический анализы. Результаты палеоботанического изучения образцов представлены на рис. 2 и 3. Определены микро- и макроостатки деревьев, кустарников, травянистых растений и мхов. По изменению соотношения доминантов и сопутствующих таксонов выделены шесть локальных пыльцевых зон (ЛПЗ) и семь локальных комплексов макроостатков (ЛКМ).

В образце из нижнего слоя торфа (ЛПЗ 1 и ЛКМ 1, глубина 335–328 см), лежащего на урезе воды, обильны пыльца, крылатки и чешуи березы древовидной группы (*Betula* sect. *Betula* = *Betula* sect. *Albae*) с небольшим содержанием микро- и макроостатков (*Betula nana*, *Salix* sp.) и осоковых (Cyperaceae), в том числе осоки водяной (*Carex* cf. *aquatilis*) (см. рис. 2, 3).

В образце из вышележащего слоя песка светло-серого (ЛПЗ 2 и ЛКМ 2, 328–315 см) обильны крылатки и чешуи карликовой березки, встречаются листья ивы, орешки осоки водяной, семена брусники (*Vaccinium vitis-idaea*) и остатки мхов (*Sphagnum* и Bryales) (см. рис. 3). В спорово-пыльцевом спектре доминирует пыльца осоковых и кустарников (*B. nana* и *Salix* sp.) (см. рис. 2).

Образцы из толщи торфа слаборазложившегося с вкраплениями супеси и алевроитов в интервале глубин от 315 до 190 см можно разделить на две группы (см. рис. 2, 3). Первая группа включает образцы нижней части слоя (ЛПЗ 3 и ЛКМ 3, 315–255 см), в которых на фоне обилия Cyperaceae и *Carex* cf. *aquatilis*, *B. nana*, *Salix* sp. и *Alnus alnobetula* ssp. *fruticosa* (Rupr.) Raus (= *Alnaster fruticosus* (Rupr.) Ledeb.), *Menyanthes trifoliata* L. и *Comarum palustre* L. наблюдается увеличение доли пыльцы и появление крылаток *Betula* sect.

Таблица 1. Радиоуглеродные даты по растительным остаткам из береговых отложений оз. Печевалаватто

Глубина отбора образцов, см	Лаб. индекс и номер	Радиоуглеродный возраст, лет	Календарный возраст (1 σ), л. н.
50–60	$IGAN_{AMS}-9239$	4315 ± 25	4842–4874
60–70	$IGAN_{AMS}-9238$	4680 ± 30	5371–5412
170–180	$IGAN_{AMS}-9237$	7570 ± 30	8367–8402
185–190	$IGAN_{AMS}-9236$	7860 ± 30	8593–8648
309–315	$IGAN_{AMS}-9235$	9100 ± 30	10221–10256
328–335	$IGAN_{AMS}-9234^*$	8195 ± 30	9085–9141

* Радиоуглеродная дата исключена из анализа.

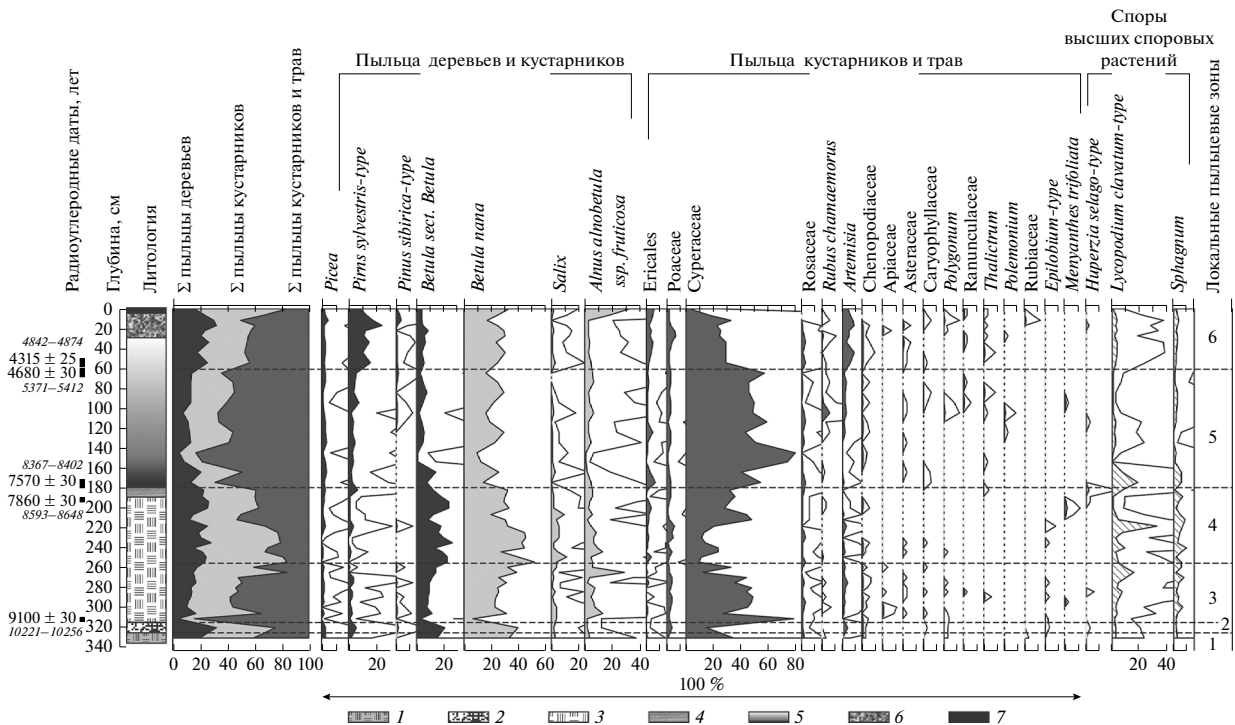


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза береговых отложений оз. Печевалаватто: 1 – торф аллохтонный (?); 2 – песок светло-серый; 3 – торф слаборазложившийся с ветками кустарников и маломощными прослоями супеси и алевроитов; 4 – песок; 5 – супесь оторфованная; 6 – супесь желто-серая; 7 – дерн. Курсивом указан интервал калиброванных значений радиоуглеродных дат (кал. л. н.); дублирующая кривая обилия таксонов – увеличение в 10 раз.

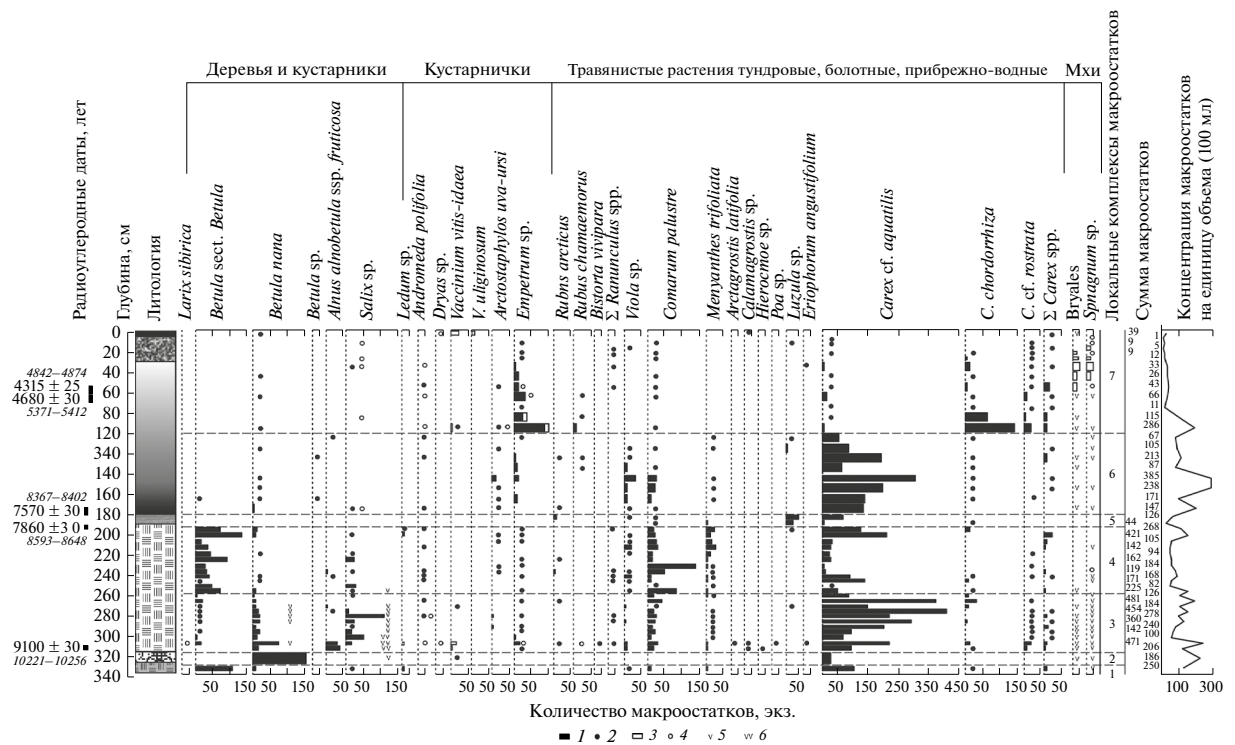


Рис. 3. Карпологическая диаграмма разреза береговых отложений оз. Печевалаватто: 1, 2 – семена/плоды: 1 – обильные (более 5), 2 – единичные (менее 5); 3, 4 – листья/веточки: 3 – обильные (более 5), 4 – единичные (менее 5); 5, 6 – неопределенно-количественное содержание: 5 – мало, 6 – много. Курсивом указан интервал калиброванных значений радиоуглеродных дат (кал.л.н.); условные обозначения к литологии см. рис. 2.

Betula. В образце торфа с глубины 309–304 см обнаружен фрагмент укороченного побега лиственницы (*Larix sibirica* L.). Вторая группа объединяет образцы верхней части слоя (ЛПЗ 4 и ЛКМ 4, 255–190 см), которые отличаются максимальным содержанием микро- и макроостатков березы древовидной.

Выше по разрезу слой торфа перекрывается слоем песка мощностью менее 10 см, и в ЛКМ 5 (190–180 см) выявлены существенные отличия от ниже- и вышележащих комплексов (см. рис. 3). Преобладают остатки *Luzula* sp. при участии осоки водной. Макроостатки *Betula* sect. *Betula* не обнаружены, но доля ее пыльцы в спорово-пыльцевых спектрах конца ЛПЗ 4 уменьшилась (см. рис. 2).

В ЛПЗ 5 (180–60 см) и ЛКМ 6 (180–100 см), объединяющих образцы из слоя супеси оторфованной, преобладают пыльца *Cyperaceae* и макроостатки водяной осоки, а содержание болотных растений значительно уменьшилось (см. рис. 2, 3). Доля пыльцы *Betula* sect. *Betula* сократилась до 5–10%, а крылатки березы древовидной обнаружены лишь в образце с глубины 160–170 см.

От вышеописанных комплексов ЛКМ 7 (100–0 см) отличается обилием макроостатков осоки плетевидной (*Carex chordorrhiza* Ehrh.), водяники (*Empetrum* sp.) и вегетативных частей мхов (*Bryales* и *Sphagnum* sp.) (см. рис. 3). В спорово-пыльцевых спектрах ЛПЗ 6 (60–0 см) на фоне обилия *Cyperaceae* и *B. nana* постепенно возрастает доля пыльцы *Pinus sylvestris*-type до максимального содержания 25% (см. рис. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ

Реконструировать природные условия района исследования в период накопления нижнего слоя торфа на урезе воды, где в ЛПЗ 1 и ЛКМ 1 фиксируется нижний максимум пыльцы и макроостатков *Betula* sect. *Betula* (см. рис. 2, 3), не представляется возможным, поскольку по образцу торфа получена радиоуглеродная дата, находящаяся в хронологическом несоответствии с вышележащими датами (см. табл. 1). В связи с этим вопросы о возрасте этих торфяных отложений и положении *in situ* остатков березы древовидной пока остаются открытыми.

Возраст слоя песка светло-серого пока тоже не определен. Принимая во внимание радио-

углеродную дату из вышележащего слоя торфа автохтонного (см. табл. 1), можно предположить, что слой песка накапливался в позднем дриасе (Younger Dryas, 12900–11700 кал. л. н. [25]) – финальном стадиале позднего плейстоцена или в начале раннего голоцена (начало гренландской стадии (Grenlandian stage), 11700–10200 кал. л. н. [23]). В период накопления этих песчаных отложений, вероятно, существовали растительные сообщества ерниковой тундры с кустарничками, осокой и мхами, о чем свидетельствуют палеоботанические данные ЛПЗ 2 и ЛКМ 2 (см. рис. 2, 3) с обилием микро- и макроостатков карликовой березки и ивы, осоки водяной и мхов. В настоящее время подобные растительные сообщества широко распространены в субарктических тундрах полуострова Ямал [14, 15].

На основе пяти радиоуглеродных дат, расположенных в хронологической последовательности (см. табл. 1), построена глубинно-возрастная модель накопления изученных органоминеральных береговых отложений озера, охватывающая период с раннего голоцена до современности – примерно за 10.2 тыс. кал.л.н. (рис. 4). Полученная модель использована для определения возрастных границ реконструированных фаз динамики растительности.

Формирование толщи автохтонного торфа началось в раннем голоцене, в интервале ~10300–10200 кал.л.н. (см. табл. 1). Ранее, при изучении голоценовых повторно-жильных льдов в торфяниках на р. Сеяхе была получена близкая радиоуглеродная дата 9110 ± 120 л. н., Hel-4057 (10580–9900 кал. л. н.) [10, 11]. Обе даты маркируют начало болотообразования и торфонакопления на северо-востоке Центрального Ямала в раннем голоцене, который соответствует началу непрерывного торфонакопления в голоцене по всей территории Западной Сибири [24].

Согласно полученным данным, в интервале 10200–9500 кал. л. н. (ЛПЗ 3 и ЛКМ 3, см. рис. 2–4) преобладали открытые тундровые ландшафты, на что указывает доминирование удельного веса биомы тундры по результатам биомизации на основе палинологических данных (см. рис. 4). Береза древовидной формы и лиственница встречались в небольшом количестве. Кустарниковые заросли из ивы и карликовой березки с участием ольхи кустарниковой были распространены по берегам озера и на плакорных местообитаниях. На приозерной пойме формировались осоковые топи из осоки водяной, кото-

рая произрастает по берегам водоемов, нередко в воде, на заливных лугах и низинных осоковых болотах [26], и участием осоки плетевидной (*Carex chordorrhiza* Ehrh.), пушицы (*Eriophorum* sp.), сабельника болотного и вахты трехлистной.

Затем в интервале 9500–8500 кал. л. н. (ЛПЗ 4 и ЛКМ 4, см. рис. 2–4) распространились березовые редколесья с участием кустарников, о чем свидетельствует высокое обилие пыльцы и макроостатков *Betula* sect. *Betula*. Результаты биомизации также указывают на смену типа растительности на границе ЛПЗ 3 и 4 (~9500 кал. л. н.): удельный вес лесного биома становится наибольшим или равным по значению биому тундры (см. рис. 4). В это время происходило активное заболачивание берегов озера, накапливался низинный древесно-травяной торф, о чем свидетельствует увеличение обилия макроостатков болотных растений (*Menyanthes trifoliata* и *Comarum palustre*). Благоприятные условия для произрастания березы дре-

вовидной и существования редколесий в районе исследования сохранялись до 8700 кал. л. н. согласно радиоуглеродной дате (см. табл. 1), которая маркирует исчезновение макроостатков *Betula* sect. *Betula* и уменьшение доли ее пыльцы до 10%.

Широкое распространение березы древовидной в регионе в этот период подтверждают находки полуископаемых стволов березы в основании торфяников на восточном побережье Центрального Ямала, радиоуглеродные даты которых укладываются в диапазон 10240–8720 кал. л. н. [10, 11]. Аналогичная картина распространения березы древовидной наблюдается и на западном побережье полуострова, где найдены полуископаемые стволы березы, возраст которых соответствует интервалу 9300–8770 кал.л.н. [3, 9, 27].

Таким образом, совокупность имеющихся данных доказывает произрастание березы древовидной и существование редколесий на се-

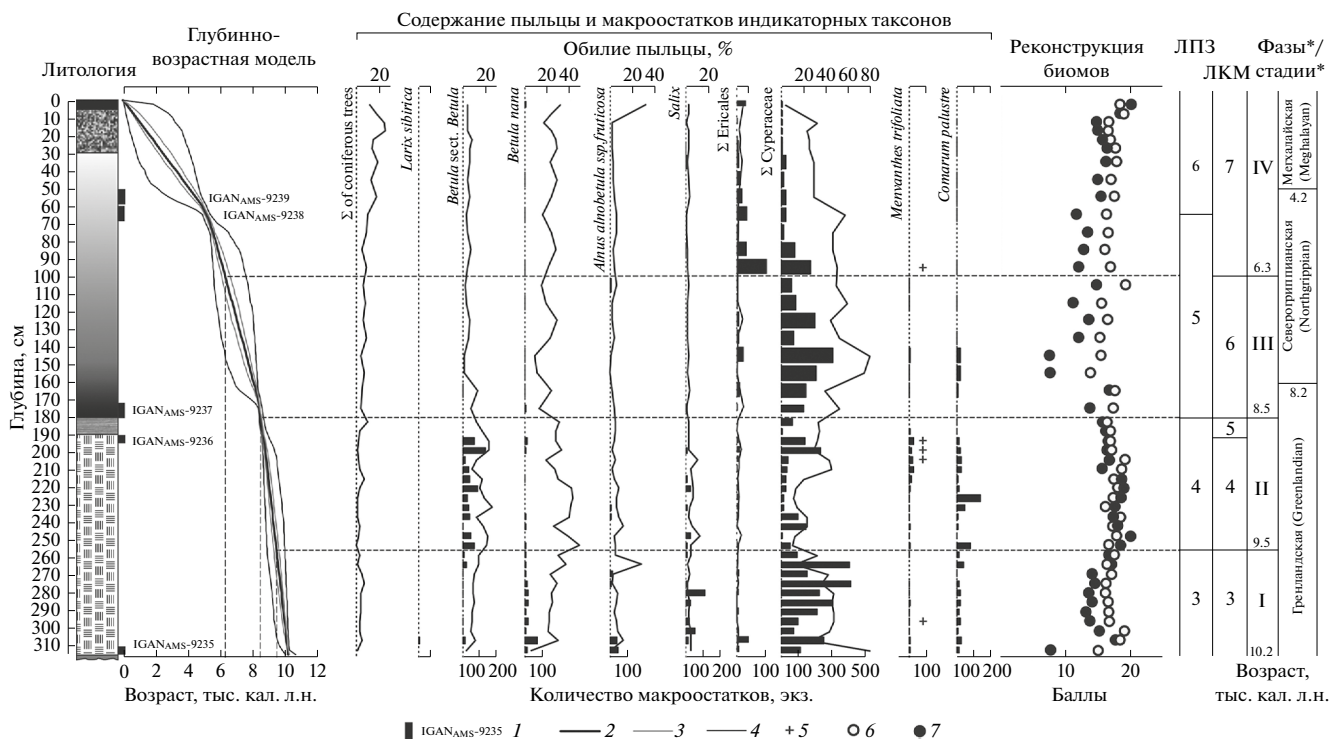


Рис. 4. Этапы изменения растительности окрестности оз. Печевалават в голоцене на основе корреляции результатов палеоботанических методов и радиоуглеродного датирования: 1 – место отбора и лаб. индекс/номер радиоуглеродной даты; 2–4 – глубинно-возрастная модель: 2 – наилучшая модель, 3 – 68%-ный (1 σ) доверительный интервал, 4 – 95%-ный (2 σ) доверительный интервал; 5 – находки пыльцы; 6, 7 – доминирующие биомы: 6 – биом тундры, 7 – биом тайги; ЛПЗ – локальные пыльцевые зоны, ЛКМ – локальные комплексы макроостатков; * – фазы изменения растительности: I, III – субарктические тундры южного типа с участием древесных пород, II – березовые редколесья, IV – субарктические тундры северного типа; ** – подразделение голоцена согласно IUGS [20]. Линейная диаграмма – изменение процентного содержания пыльцы индикаторных таксонов; горизонтальная столбчатая диаграмма – изменение абсолютного количества макроостатков индикаторных таксонов; условные обозначения к литологии см. рис. 2.

вере Центрального Ямала (~70° с. ш.) в раннем голоцене. В настоящее время береза древовидной формы (*Betula pubescens* ssp. *tortuosa* (Ledeb.) Numan) встречается в лиственнично-березовых, лиственничных и елово-лиственничных редколесьях по речным долинам в северной лесотундре и южных субарктических тундрах полуострова, южнее 67°30' с.ш. [14, 15].

Вероятно, в интервале 10200–8700 кал. л. н. средняя температура самого теплого летнего месяца в районе исследований была не ниже +12 °С, поскольку данная изотерма июля определяет современную северную границу распространения древесных пород на полуострове Ямал [13]. В настоящее время средняя температура июля по данным метеостанции Сеяха [28] составляет 8.3 °С. Средняя температура самого теплого летнего месяца в то время могла превышать современную на 3–4 °С, что обеспечивало благоприятные условия вегетационного периода для продвижения древесной растительности на север.

О более теплых условиях летнего сезона в раннем голоцене свидетельствуют обилие пыльцы и находки макроостатков ольхи кустарниковой (*Alnus alnobetula* ssp. *fruticosa*) (см. рис. 2–4), которая в настоящее время не произрастает в окрестностях озера, и ее современная северная граница ареала на Ямале проходит южнее 68° с. ш. (см. рис. 1) [15]. Также в пользу этого свидетельствует обилие семян вахты трехлистной в отложениях низинного древесно-травяного торфа. В настоящее время данный вид бореальной группы обильно произрастает по болотистым берегам рек и озер в лесотундре и южных субарктических тундрах полуострова, а в северных субарктических тундрах встречается спорадически (см. рис. 1) [15].

Наша палеоклиматическая реконструкция на основе эколого-ценотической характеристики отдельных видов растений, микро- и макроостатки которых обнаружены в изученных отложениях, сопоставима с ранее сделанной реконструкцией температуры летнего периода по наличию в торфе древесных остатков в положении *in situ* и зимнего периода на основе изотопно-кислородной и дейтериевой характеристик льда из полигонально-жильного торфяника в устье р. Сеяхи [11]. Согласно этим данным, климатические условия в интервале 10240–8720 кал. л. н. отличались большей суровостью зимнего сезона: среднезимняя температура была ниже современной на 2–4 °С, а летняя – на 2–3 °С выше.

В интервале 8700–8500 кал. л. н. произошло кратковременное локальное изменение в растительном покрове побережья. Обилие остатков *Luzula* sp. в ЛКМ 5 (190–180 см, см. рис. 3 и 4) характеризует появление эродированных песчаных раздувов, на которых активно расселялась ожика. Это, вероятно, было связано с изменением гидрологического режима водоема, что приостановило накопление торфяных отложений и привело к смене типа осадконакопления.

Результаты биомизации показывают преобладание удельного веса биома тундры для ЛПЗ 5 (~8500 кал. л. н., см. рис. 4), что совпадает с началом накопления толщи супеси оторфованной и маркируется датой 8415–8343 кал. л. н. (см. табл. 1), соответствующей финалу раннего голоцена – гренландской стадии [23]. С этого времени стали распространяться тундрово-болотные сообщества с участием кустарников (ерники, ивняки) и кустарничков, близкие к современным южным субарктическим тундрам. В настоящее время подобные сообщества распространены в южной части полуострова Ямал [14, 15]. Единичные деревья березы еще встречались в районе исследования, о чем свидетельствует находка полуископаемой древесины *Betula* sp. возрастом 8520–8420 кал. л. н. [3, 10, 11]. В отложениях изученного разреза крылатки березы древовидной не встречаются позднее рубежа ~8200 кал. л. н., а доля ее пыльцы сократилась до минимального значения (ЛПЗ 5 и ЛКМ 6, см. рис. 2–4).

Около 6300 кал.л.н. субарктические тундры начали трансформироваться в их северный тип. Климатическая обстановка стала близка к современной. Сократили свое присутствие или исчезли ольха кустарниковая и вахта трехлистная. По берегу озера и низинным межозерным участкам обильно распространилась осока плетевидная, макроостатки которой преобладают в отложениях верхней части слоя супеси (ЛКМ 7, см. рис. 3). Данная осока широко распространена в современных северных субарктических тундрах полуострова [26]. Следует отметить возрастание доли пыльцы сосен (*Pinus sylvestris*-type и *P. sibirica*-type) в ЛПЗ 6 (см. рис. 2, 4). Усиление ветрового заноса пыльцы хвойных пород, особенно сосны, характерно для открытых ландшафтов, в том числе тундровых [29]. На высоком берегу растительные сообщества формировали кустарнички с преобладанием водяники (*Empetrum* sp.), макроостатки которой обильны. Также возросла встречаемость пыльцы верескоцветных кустарничков (Ericales) (см.

рис. 2–4). Данные изменения в растительном покрове маркируются двумя радиоуглеродными датами (см. табл. 1), которые соответствуют финалу среднего голоцена [23].

Верхний слой, супесь желто-серая, накапливался в позднем голоcene (мегхалайская стадия (Meghalayan stage) с 4200 кал. л. н. по настоящее время [23]). Низкая насыщенность этого слоя растительными остатками не позволяет установить возраст отложений радиоуглеродным методом (см. рис. 3). Спорово-пыльцевые спектры и единичные макроостатки характеризуют сообщества современных северных субарктических тундр: кустарничковые тундры с ерником и доминированием брусники и голубики (*Vaccinium uliginosum*) в травяно-кустарничковом ярусе при участии видов осоковых и злаковых (ЛПЗ 6 и ЛКМ 7, см. рис. 2–4). Обилие пыльцы хвойных растений и ольхи кустарниковой является следствием ветрового заноса пыльцы с северной границы ареала кустарника и деревьев (см. рис. 1, 2).

Полученные палеоботанические данные не позволяют проследить непрерывную динамику хвойных пород в районе оз. Печевалават. Фрагмент укороченного побега лиственницы, найденный в основании автохтонного торфяного слоя, может свидетельствовать о произрастании этой древесной породы в районе исследования около 10200–10100 кал. л. н. В отложениях выше по разрезу ее микро- и макроостатки не обнаружены. Однако имеются сведения о находке иглки лиственницы в гнезде торфа рядом с ледяной жилой над пирогенным слоем в полигональном торфянике в пределах 24-метровой террасы в устье р. Сеяхи, датированной 5990±80 ВР, Nela-200 (6638–7020 кал. л. н.) [10], что может указывать на произрастание данной хвойной породы в долине реки в среднем голоcene.

В изученных образцах макроостатки ели сибирской (*Picea obovata* Ledeb.) не обнаружены (см. рис. 3). Среднее содержание ее пыльцы составляет менее 2%, максимальное в отдельных образцах не превышает 5% (см. рис. 2). В субрецентных спорово-пыльцевых спектрах современных субарктических тундр Ямала, вне ареала ели, среднее содержание пыльцы *Picea* не превышает 2%, в отдельных спектрах может достигать 4–7% [29, 30]. Выявленное низкое содержание пыльцы *Picea* в изученных отложениях свидетельствует о ее дальнем заносе воздушными массами, а не о произрастании этой хвойной породы в районе

исследования. На Ямале наиболее ранние находки фрагментов хвоинки *Picea obovata* обнаружены в аллювиальных отложениях р. Юрибей, примерно в 150 км южнее, и датируются межстадиалом аллеред (Allerød, 13 900–12 700 кал. л. н.) в конце позднего плейстоцена [7]. Полуископаемая древесина, хвоинки и семена, пыльца (10–30%) ели сибирской также встречаются в отложениях реликтовых торфяников голоценового возраста южнее района исследования (см. рис. 1) [4–6]. В настоящее время ель сибирская, наряду с березой, встречается в лиственничных редколесьях по долинам рек Южного Ямала [14, 15].

Следует также отметить чрезвычайно низкое содержание в изученных отложениях пыльцы сосен (*Pinus sylvestris*-type и *Pinus sibirica*-type) — древесных пород с высокой пыльцевой продуктивностью и хорошей летучестью зерен. Так, в интервале от 10 200 до 4800 кал. л. н. при накоплении торфяного слоя и супеси оторфованной доля *Pinus sylvestris*-type составляет лишь 0.5–7% и возрастает до 10–24% в верхних слоях разреза после 4800 кал. л. н. (см. рис. 2, 4). Подобное низкое содержание пыльцы сосны указывает на ее дальнезаносное происхождение, и резкое увеличение ее доли в спорово-пыльцевых спектрах образцов верхней толщи отложений соответствует времени деградации лесной растительности и распространения открытых ландшафтов почти на всей территории Ямала в конце среднего голоцена [4, 8]. Макроостатки сосен ни нами, ни другими исследователями при изучении голоценовых реликтовых торфяных отложений полуострова не обнаружены [1, 2, 5, 6].

Таким образом, полученные палеоботанические данные из разреза береговых органоминеральных отложений оз. Печевалават отражают следующие изменения природной среды на севере Центрального Ямала в голоcene. В конце позднеледниковья (поздний дриас) — начале раннего голоцена господствовала тундровая растительность с ерниковыми зарослями, климатические условия были близки к современным. Около 10 300–10 200 кал. л. н. фиксируется смягчение климатических условий. Сообщества приобрели черты южных субарктических тундр, появилась и стала расселяться береза древовидная и, вероятно, лиственница. В результате распространились березовые редколесья с подлеском из ольхи кустарниковой, ивы и ерника. Благоприятные условия для произрастания древесных пород просуществовали примерно до 8700 кал. л. н. Затем березовые редколесья начали деградиро-

вать, и к финалу раннего голоцена (8500–8300 кал. л. н.) стали снова преобладать открытые ландшафты южных субарктических тундр с единичным участием деревьев в долине реки. Трансформация в зональный тип растительности — северные субарктические тундры — началась после 6300 кал. л. н., когда северная граница древесной растительности сместилась южнее.

Палеоклиматическая реконструкция на основе анализа эколого-ценотических характеристик отдельных видов растений, остатки которых были найдены, хорошо сопоставима с древесно-кольцевой хронологией Ямала [8, 31]. Выделенный нами благоприятный период произрастания древесной растительности на 70° с.ш. совпадает с результатами дендрохронологических исследований [4, 8]. Согласно этим данным, одна из находок субфоссиальной древесины, обнаруженная севернее 68° с. ш., свидетельствует о гибели дерева в 2419 г. до н.э. (4370 кал. л. н.), что коррелирует с рубежом исчезновения макроостатков и уменьшения обилия пыльцы березы древовидной в береговых отложениях оз. Печевалавато.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате изучения разреза береговых органо-минеральных отложений оз. Печевалавато палеоботаническими методами получен фактический материал, уточняющий динамику природной среды Центрального Ямала в голоцене. Наиболее благоприятные условия для произрастания березы древовидной формы и распространения редколесий на севере Центрального Ямала (~70° с. ш.) существовали в интервале 10 300 (10 200)–8700 кал. л. н., что соответствует раннеголоценовому потеплению. В этот период температура июля могла быть выше современной на 3–4°С. В конце раннего голоцена (~8500 тыс. л. н.) лесная растительность начала деградировать, распространились открытые ландшафты с тундровыми сообществами, хотя отдельные деревья встречались до середины среднего голоцена (~6800 кал. л. н.). Таким образом, полученные палеоботанические данные позволили восстановить комплексную динамику растительного покрова в голоцене, затрагивая развитие кустарникового и травяно-кустарничкового ярусов зональных фитоценозов, прибрежно-водной и болотной растительности.

Авторы выражают благодарность Администрации Ямало-Ненецкого автономного округа за финансовую поддержку. Работа выполнена

также в рамках государственного задания Института экологии растений и животных УрО РАН № 122021000095–0. Авторы признательны С. С. Трофимовой (ИЭРиЖ УрО РАН) за помощь в оформлении рис. 1 для публикации.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кац Н. Я., Кац С. В. История растительности болот севера Сибири как показатель изменений послеледниковой ландшафта // Труды Ин-та геогр. АН СССР. 1946. Т. 37. С. 331–348.
2. Кац Н. Я., Кац С. В. Стратиграфия торфяников Приобского Севера // Труды Комиссии по изучению четвертичного периода. 1948. Т. 7. Вып. 1. С. 15–54.
3. Васильчук Ю. К., Петрова Е. А., Серова А. К. Некоторые черты палеогеографии голоцена Ямала // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1983. № 52. С. 73–89.
4. Хантемиров Р. М., Шиятов С. Г. Основные этапы развития древесной растительности на Ямале в голоцене // Экология. 1999. № 3. С. 163–169. [Hantemirov R. M., Shiyatov S. G. Main stages of woody vegetation development in the Yamal Peninsula in the Holocene // Russ. J. Ecol. 1999. V. 30. № 3. P. 141–147.]
5. Панова Н. К., Трофимова С. С., Антипина Т. Г. и др. Динамика растительности и экологических условий в голоцене на Южном Ямале (по данным комплексного анализа отложений реликтового торфяника) // Экология. 2010. № 1. С. 22–30. [Panova N. K., Trofimova S. S., Antipina T. G. et al. Holocene dynamics of vegetation and ecological conditions in The Southern Yamal Peninsula according to the results of comprehensive analysis of a relict peat bog deposits // Russ. J. Ecol. 2010. V. 41. № 1. P. 20–27. <https://doi.org/10.1134/S1067413610010042>]
6. Лантева Е. Г., Трофимова С. С., Корона О. М. Флора и растительность р. Юрибей полуострова Ямал в позднеледниковые и голоцене // Динамика современных экосистем в голоцене. Казань: Изд-во «Отечество», 2013. С. 226–227.
7. Корона О. М., Трофимова С. С., Лантева Е. Г. Первые реконструкции позднеледниковых растительных сообществ полуострова Ямал на основе растительных макроостатков // Докл. РАН. 2014. Т. 455. № 1. С. 110–113.
8. Хантемиров Р. М., Шиятов С. Г., Горланова Л. А. и др. 8768-летняя Ямальская древесно-кольцевая хронология как инструмент для палеоэкологических реконструкций // Экология. 2021. № 5. С. 388–397.

- [*Hantemirov R. M., Shiyatov S. G., Gorlanova L. A.* et al. An 8768-year Yamal tree-ring chronology as a tool for paleoecological reconstructions // *Russ. J. Ecol.* 2021. V. 52. № 5. P. 419–427. <https://doi.org/10.1134/S1067413621050088>]
9. *Kremenetski C. V., Sulerzhitsky L. D., Hantemirov R.* Holocene history of the northern range limits of some trees and shrubs in Russia // *Arct. Alp. Res.* 1998. V. 30. № 4. P. 317–333.
 10. *Васильчук А. К.* Палинология и хронология полигонально-жилых комплексов в криолитозоне России. М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 2007. 488 с.
 11. *Васильчук Ю. К., Васильчук А. К.* Мощные полигональные торфяники в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород Западной Сибири // *Криосфера Земли.* 2016. Т. 20. № 4. С. 3–15.
 12. *Васильчук А. К., Васильчук Ю. К.* Палинологические диаграммы голоценовых отложений и повторно-жилых льдов в устье реки Сеяха (Зеленая), полуостров Ямал // *Арктика и Антарктика.* 2021. № 2. С. 93–105. <https://doi.org/10.7256/2453-8922.2021.2.36003>
 13. Атлас Арктики. М.: Главное управление геодезии и картографии при Совете Министров СССР, 1985. 204 с.
 14. *Магомедова М. А., Морозова Л. М., Эктова С. Н.* и др. Полуостров Ямал: растительный покров. Тюмень: Сити-пресс, 2006. 360 с.
 15. *Ребристая О. В.* Флора полуострова Ямал. Современное состояние и история формирования. СПб.: Изд-во СПбГЭТУ «ЛЭТИ», 2013. 312 с.
 16. *Гричук В. П., Заклинская Е. Д.* Анализ ископаемой пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М.: Географгиз, 1948. 224 с.
 17. *Никитин В. П.* Палеокарпологический метод. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1969. 89 с.
 18. <https://tilia-manual.readthedocs.io/en/latest/tools.html> [дата посещения – май 2022 г.]
 19. <https://www.ipni.org/> [дата посещения – апрель 2023 г.]
 20. *Prentice I. C., Guiot J., Huntley B.* et al. Reconstructing biomes from palaeoecological data: a general method and its application to European pollen data at 0 and 6 ka // *Clim. Dyn.* 1996. V. 12. P. 185–194.
 21. *Reimer P. J., Austin W. E. N., Bard E.* et al. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP) // *Radiocarbon.* 2020. V. 62. P. 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
 22. *Parnell A. C., Haslett J., Allen J. R. M.* et al. A flexible approach to assessing synchronicity of past events using Bayesian reconstructions of sedimentation history // *Quat. Sci. Rev.* 2008. V. 27. № 19–20. P. 1872–1885. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.07.009>
 23. *Walker M., Head M. J., Berkelhammer M.* et al. Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/ Epoch (Quaternary System/Period): two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new stages/subseries // *Episodes.* 2018. V. 41. № 4. P. 213–223. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2018/018016>
 24. *Инишева Л. И., Березина Н. А.* Возникновение и развитие процесса заболачивания на Западно-Сибирской равнине // *Вестн. Том. гос. ун-та.* 2013. № 366. С. 172–179.
 25. *Rasmussen S. O., Andersen K. K., Svensson A. M.* et al. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. D06102. <https://doi.org/10.1029/2005JD006079>
 26. *Егорова Т. В.* Осоки (*Carex* L.) России и сопредельных государств (в пределах бывшего СССР). Санкт-Петербург: Санкт-Петербургская гос. химико-фармацевтическая академия; Сент-Луис: Миссурийский ботанич. сад, 1999. 772 с.
 27. *Болховская Н. С., Болховский В. Ф.* Радиоуглеродная хронология и палиностратиграфия едомных отложений Западной Сибири // *Геохронология четвертичного периода.* М.: Наука, 1992. С. 102–111.
 28. <https://ru.climate-data.org/> [дата посещения – июнь 2022 г.]
 29. *Васильчук А. К.* Региональная и дальнезаносящая пыльца в тундровых палиноспектрах // *Изв. РАН. Сер. биологич.* 2005. № 1. С. 85–99.
 30. *Эктова С. Н., Лаптева Е. Г., Трофимова С. С.* Отражение флористического состава тундровой растительности долины р. Юрибей (Средний Ямал) в рецентных комплексах растительных остатков // *Проблемы региональной экологии.* 2013. № 4. С. 39–44.
 31. *Hantemirov R. M., Corona C., Guillet S.* et al. Current Siberian heating is unprecedented during the past seven millennia // *Nat. Commun.* 2022. V. 13. 4968. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-32629-x>

Dynamics of Vegetation of Central Yamal in the Holocene

E. G. Lapteva^{1, *}, O. M. Korona¹, P. A. Kosintsev¹

¹*Institute of Plant and Animal Ecology, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Russia 620144 Ekaterinburg*

**e-mail: lapteva@ipae.uran.ru*

The paper presents new paleobotanical data in combination with the results of radiocarbon dating obtained from organomineral deposits of the northern shore of Lake. Pechevalavato (70°13'22.3" N, 71°50'57.6" E) in the Seyakha river basin and characterizing the dynamics of vegetation in the northern part of Central Yamal in the Holocene. It has been established that in the Early Holocene (10.2–8.7 thousand years ago) in Yamal, tree-shaped birch (*Betula* sect. *Betula*) grew no less than 400 km north of the modern northern limit of distribution of *Betula pubescens* ssp. *tortuosa*. Favorable conditions for the existence of birch woodlands at this time were due to the higher temperature of the growing season, exceeding by approximately 3–4 °C the modern parameters of the warmest month of the summer season. At the end of the Early Holocene (after 8.5 thousand cal BP), forest vegetation began to degrade, and open landscapes with diverse plant communities of the subarctic tundra and single trees in the river valley spread. About 6.5 thousand cal BP the northern subarctic tundra began to form the zonal appearance of the study area in climatic conditions close to modern ones.

Keywords: paleoecology, vegetation dynamics, pollen and plant macrofossil analyses, Holocene, Subarctic of Western Siberia