

УДК 556.56: 551.345:551.583:56.074.6(571.1)

ДЕТАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ И ДИНАМИКА ХАСЫРЕЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО ЯМАЛА В ВЕРХНЕМ ГОЛОЦЕНЕ

Прейс Юлия Ивановна¹,
preisyui@rambler.ru

Симонова Галина Владимировна¹,
preisyui@rambler.ru

Слагода Елена Адольфовна^{2,3,4},
eslagoda@ikz.ru

¹ Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН,
Россия, 634021, г. Томск, пр. Академический, 10/3.

² Институт криосферы Земли СО РАН,
Россия, 625026, г. Тюмень, ул. Малыгина, 86.

³ Тюменский государственный университет,
Россия, 625003, г. Тюмень, ул. Володарского, 6.

⁴ Тюменский индустриальный университет,
Россия, 625000, г. Тюмень, ул. Володарского, 38.

Актуальность работы обусловлена недостаточной изученностью стратиграфии и динамики болот тундровой зоны Западной Сибири и влияния на них геокриологических условий и климата.

Цель работы: детальное исследование стратиграфии торфяных отложений и реконструкция динамики растительных сообществ, водных режимов и криологических условий верхнеголоценового хасырея Центрального Ямала.

Методы исследования: детальные (с шагом 1...3,5 см) исследования свойств и радиоуглеродное датирование (6 дат) торфяных отложений; реконструкция динамики фитоценозов и водных режимов традиционными палеоэкологическими методами, реконструкция палеокриологических условий по сукцессиям палеофитоценозов и вторичному диагенезу торфов; сравнительный анализ полученных данных с данными реконструкций климата, динамики и криогенного состояния болот других зон и регионов.

Результаты. Впервые для болот тундры Западной Сибири получена детальная стратиграфия торфяных отложений, данные по плотности торфа и его органического вещества. На примере хасырея в районе озера Сохонто Центрального Ямала выявлено влияние палеокриологических условий на повышение степени разложения и плотности торфа. Выполнена детальная реконструкция динамики хасырея за 1300-летний период. Выявлено 7 крупных этапов и 15 стадий с 6 подстадиями развития хасырея внутривекового и векового масштабов. Наиболее влажными были поверхности хасырея 952...843, 273 кал. л. н....2001 г.; максимально дренированными: 1099...1065, 1037...984, 719...652, 542...434 кал. л. н. Высока вероятность кратковременного формирования низких многолетнемерзлых бугров пучения: 1099...1065, 1008...984 и 719...652 кал. л. н. Формирование полигонального торфяника происходило 542...434 кал. л. н. С 434 кал. л. н. увеличилась глубина сезонного протаивания, а с 330 кал. л. н. началось вытаивание ледяных жил, термокарст и эрозия обусловили образование торфяника с выпуклыми остаточными полигонами. В период 136...91 кал. л. н. глубина сезонного протаивания уменьшалась. Обсыхание поверхности хасырея также происходило вследствие сброса вод озера в теплые влажные периоды между 1153 и 1099, 869 и 843 кал. л. н., 2003 и 2008 гг. Водные режимы и геокриологические условия этих стадий хорошо согласуются с аналогичными данными реконструкций болот лесной зоны Западной Сибири и болот криолитозоны Голарктики, а также регионального климата. Выявлено, что в тундре Западной Сибири, в отличие от более южных зон, изменение климата является главной причиной пульсирующего характера развития хасыреев. Климат влиял непосредственно, через гидротермический режим, и косвенно, через криогенные процессы в торфяных отложениях и уловненный режим озера. Оптимальные условия для формирования бугров пучения и полигонально-жилых льдов создавались в хасыреях тундровой зоны при возрастании континентальности климата и летних температур в периоды сухих похолоданий.

Ключевые слова:

Торфяная залежь, реконструкция, фитоценоз, водный режим, многолетняя мерзлота, климат, голоцен, тундра, Западная Сибирь.

Введение

В свете современных глобальных изменений климата актуальными являются прогнозы изменения природных ландшафтов на ближайшие столетия. Особенно актуальны прогнозы для наиболее чувствительных природных ландшафтов арктических и субарктических регионов. Это связано с активизировавшимися в настоящее время процесса-

ми деградации многолетней мерзлоты (ММ), усложняющими освоение этих регионов и создающими угрозу массового выброса содержащегося под мерзлотой углекислого газа и метана [1, 2]. Для разработки прогнозов необходимы высокоразрешающие палеоэкологические реконструкции на основе долговременных рядов данных по комплексу высокочувствительных индикаторов. Поэтому во

всем мире ведутся детальные палеоэкологические исследования болот [3–6]. Однако в тундре Западной Сибири такие исследования не проводились.

Сосредоточение месторождений нефти и газа в северных районах Сибири обуславливает необходимость строительства надежных нефте- и газопроводов, дорог, взлетных полос аэродромов в неблагоприятных грунтовых условиях. Пучение минеральных и торфяных грунтов – один из самых опасных процессов для этих длительно существующих линейных сооружений. Несмотря на многочисленные исследования стратиграфии, динамики и генезиса многолетнемерзлых бугров (ММБ) пучения, результаты которых обобщены на мировом уровне [7], остается актуальным вопрос определения региональных и зональных особенностей условий окружающей среды, оптимальных для проявления криогенных процессов в грунтах. В связи с суровым климатом в криолитозоне Западной Сибири процессы промерзания, пучения торфяных отложений и формирования повторно-жильных льдов происходили даже и при потеплении климата [8, 9], в оптимум голоцена [8].

В тундре и лесотундре Западной Сибири ММБ приурочены в основном к хасыреям – осушенным озерным котловинам, которые являются одним из основных ландшафтов этих зон. Для хасыреев характерны частые изменения режимов увлажнения и геокриологических условий в связи с периодическим наполнением и спуском озер, что делает их оптимальным объектом для палеоэкологических исследований. Развитие хасыреев, также как и бугристых болот, происходит циклично [10], но степень климатической обусловленности изменения их функционального состояния в подзонах криолитозоны разная и до конца не выявлена. Так, в северной тайге процессам многолетнего промерзания и пучения в значительной степени способствует формирование биогенного микрорельефа из сфагновых мхов [11]. Выявленные на бугристых болотах сукцессионные ряды, по предположению авторов [10], подтверждают гипотезу естественного саморазвития бугристых болот, а также их комплексов в районах прерывистого распространения ММ в грунтах. Хасыреи являются частью естественного цикла развития этих комплексов, но их образование не является непрерывным и равномерным во времени. Были периоды, во время эпохи потепления климата, более интенсивного дренажа озер и соответствующего развития хасыреев [10]. В арктических тундрах термокарстовые озера тоже очень динамичны с точки зрения жизненного цикла [12], который включает стадии инициирования, расширения, дренажа и повторного инициирования [13]. Согласно [14], развитие термокарстового озера и его осушение происходит под влиянием климата, однако необходимо учитывать и роль локальных факторов [15], так как от них в значительной степени зависит срок наступления стадий жизненного цикла [16].

Не до конца выяснены вопросы и о палеоклимате голоцена этой зоны. Характеристики среднегодовой температуры и суммы осадков практически отсутствуют. Для юга п-ва Ямал дендрохронологическим методом по радиальному приросту лиственницы реконструированы данные высокого разрешения только среднелетней температуры [17].

Цель работы – детальное исследование стратиграфии торфяных отложений и реконструкция динамики растительных сообществ, водных режимов, геокриологических условий и торфонакопления верхнеголоценового хасырея Центрального Ямала.

Объекты и методы исследования

Район исследования находится на Центральном Ямале (рис. 1, а), в зоне сплошного распространения ММ пород с температурами $-5...-7^{\circ}\text{C}$ [18], на границе типичных и южных тундр. Климат суровый. Согласно данным многолетних наблюдений на метеостанции г. Салехарда [19], зима холодная, длится около восьми месяцев, минимальные температуры опускаются до -59°C . Лето короткое, умеренно прохладное. Наиболее теплый месяц – июль, в это время температура может повышаться до $+30^{\circ}\text{C}$. Значительно варьируют как показатели среднегодовой температуры воздуха: от $-1,0$ до $-9,5^{\circ}\text{C}$ (1924–2009 гг.), так и годового количества атмосферных осадков: от 315 до 903 мм (1966–2010 гг.).

В районе оз. Сохонто и среднего течения р. Юрибей (рис. 1, а) хасыреи занимают до 54 % площади [20]. Изученный хасырей диаметром 300...350 м (рис. 1, б) расположен на III террасе Ямала, в районе оз. Сохонто ($69^{\circ}08'57,17''$ с. ш., $70^{\circ}15'57,67''$ в. д.). В центре он имеет заболоченное понижение диаметром 80...100 м, заросшее пушицей, вейником и осокой, с остаточным озером глубиной 2,0...2,5 м, из которого вытекает ручей. На поверхности хасырея, сложенной торфом, выражены разделенные плоскими канавами выпуклые полигоны размером 3...5 м. На полигонах, осложненных мелкими кочками, произрастают карликовая березка (*Betula nana*), багульник стелющийся (*Ledum decumbens*), брусника (*Vaccinium vitis-idaea*), морошка (*Rubus chamaemorus*), пушица шейхцера (*Eriophorum scheichzeri*), осока редкоцветковая (*Carex rariflora*). Напочвенный покров из сфагновых топяных (*Sphagnum majus*, *S. balticum*, *S. squarrosum*) и гипновых (*Polytrichum juniperinum*, *Dicranum angustum*, *Oncophorus wahlenbergii*, *Aulacomnium palustre*) мхов, разреженный. Встречаются пятна торфа без мохового покрова.

Определение свойств и возраста торфяных отложений хасырея

В расчистке Sh-4a-14 западного берега хасырея, возвышающегося над заболоченным днищем на 2,0...2,5 м, отобран монолит торфа размером 17,5×20×80 см и разделен на образцы с шагом

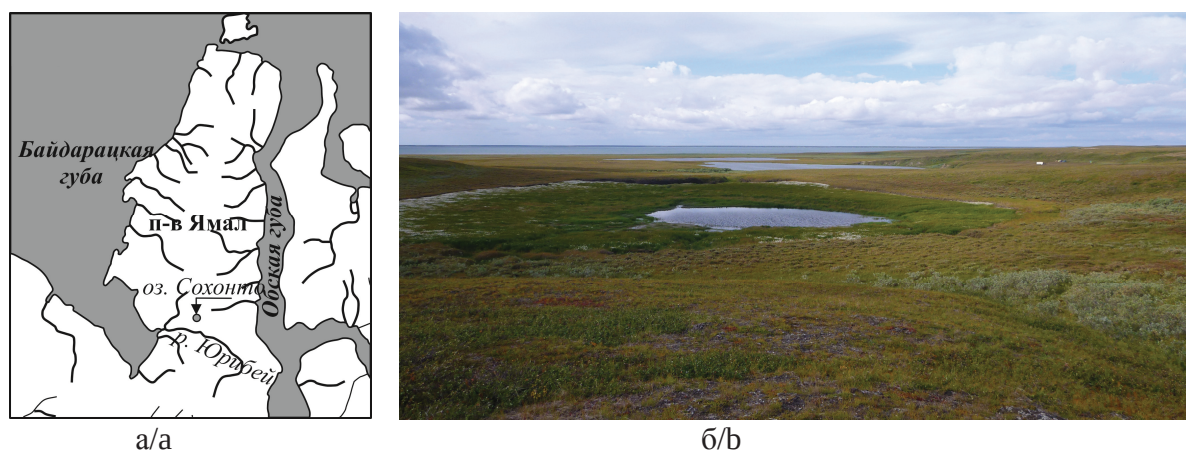


Рис. 1. Район исследований (а) и хасырей с остаточным озером в верховьях термокарстово-эрозионной долины, впадающей в оз. Сохонто (б)

Fig. 1. Study area (a) and khasyreys with the remainder lake at the top of thermokarst-erosion valley which flows into the lake Sokhonto (b)

0,5...3,5 см. Как и ранее [21], традиционными методами выполнены исследования ботанического состава, степени разложения (R), зольности (A), плотности (P) торфа. Жидкостно-сцинтилляционным методом с использованием спектрометра-радиометра Quantulus 1220 (ТомЦКП) получено 6 радиоуглеродных дат. Расчет калиброванного возраста выполнен по программе Calib 7.0.4. [22, 23] в системе В.Р. (Before Present) от 1950 г. (таблица).

Таблица. Радиоуглеродный и калиброванный возраст образцов торфа торфяного разреза Хасырей

Table. Radiocarbon and calibrated age of peat samples of Khasyreys section

Глубина, см Depth, cm	Возраст ^{14}C , лет назад от 1950 г. Age ^{14}C yr B.P.	Материал Material	Лабораторный номер Laboratory number	Калиброванный возраст, лет назад от 1950 г. Calibrated age, yr B.P.	
				2 σ диапазон 2 σ range	Среднее значение Median value
13,5...16,0	113 $\pm$ 1	Торф	ИМКЭС-14C805	118...65	91,5
26,5...28,0	286 $\pm$ 67		ИМКЭС-14C789	501...267	384
35,5...39,0	639 $\pm$ 86		ИМКЭС-14C847	709...514	611,5
43,5...45,5	761 $\pm$ 51		ИМКЭС-14C785	786...651	718,5
70...72	1156 $\pm$ 122		ИМКЭС-14C861	1299...899	1099
79...80	1377 $\pm$ 75		ИМКЭС-14C782	1415...1172	1293,5

Послойный возраст торфяной залежи рассчитан по кумулятивной массе органического вещества (ОВ) торфа каждого слоя и суммарной кумулятивной массе слоя между калиброванными радиоуглеродными датами.

Методы реконструкции динамики болот

Реконструкция палеофитоценозов основана на видовом составе растительных остатков торфа, отражающих их доминантное ядро. Для количественной оценки изменения водного режима палеоэкопотоков методами стандартных экологических шкал по ботаническому составу торфа проведены расчеты ступеней увлажнения (СУ) [24, 25] и индекса влажности (IW) [26] в относительных единицах меры напряженности экологического фактора, ступенях. Некоторым растениям субарктики, отсутствующим в [24–26], были присвоены значения СУ и IW с учетом принадлежности их к определенным экологическим группам по отношению к условиям увлажнения [27, 28]. Субгидрофитам: *Carex rotundata* и *Eriophorum scheichzeri*, присвоены ступени СУ – 93, IW – 6, гидромезофитам: *Carex rariflora* и *Sphagnum lenense* – СУ – 84, IW – 4, мезофитам: *Polytrichum juniperinum* – СУ – 66, IW – 2, *Dicranum angustum* и *Oncophorus wahlenbergii* – СУ – 73, IW – 2,5. Для *Sphagnum squarrosum*, являющегося в криолитозоне типичным доминантом рыхлых сплавин термокарстовых озер, изменена ступень IW на 8. В качестве дополнительных индикаторов водного режима использовались показатели свойств торфа R и P . Вторичный диагенез торфов выявлялся по несогласованности изменения по глубине залежи показателей их свойств, IW, СУ, $V_{\text{пр}}$ торфа. Так, высокие R , P и низкая $V_{\text{пр}}$ торфов при высоких IW и СУ свидетельствуют о вторичном разложении и уплотнении торфов, отлагавшихся в сильно обводненных условиях.

Палеогеокриологические условия оценивались по характеру сукцессий палеофитоценозов [7] и свойствам торфа [29]. Наличие в прошлом процессов пучения в торфяных отложениях диагностировали по появлению остатков видов растений, отражающих переход поверхности болота из субаквальных в субаэральные условия [7], а высоту ММБ пучения – на основании данных о зависимо-

сти от нее видового состава растительных сообществ [30]. О начале деградации ММ хорошо дренированных поверхностей судили по появлению остатков более гидрофильных растений, а о существовании в прошлом озера – по обилию остатков диатомовых водорослей. Влияние спуска озера диагностировалось по признакам обсыхания поверхности хасырея во влажные и/или теплые периоды климата.

Определение изменения климатических условий в период развития хасырея проводилось по данным реконструкции климата лесной зоны Западной Сибири на основе спорово-пыльцевого анализа [31–33] и средних температур летних сезонов юга п-ва Ямал [17]. Палеоклиматические кривые [31–33] были оцифрованы и полученные радиоуглеродные возрасты их экстремумов – прокалиброваны. Эти кривые имеют недостаточно высокое разрешение и противоречивые данные для некоторых периодов. Поэтому для уточнения характеристик палеоклимата, определения климатической обусловленности, а также зональных особенностей стратиграфии и динамики изученного хасырея проведено сравнение полученных трендов водных режимов и видов палеогеокриологических процессов в конкретные временные периоды верхнего голоцена с аналогичными данными для болот лесной зоны Западной Сибири [21, 34–37] и криолитозоны Голарктики [38–53].

Результаты исследования и обсуждение

Стратиграфия

Торфяная залежь имеет глубину 80 см, сложена переходными топяными торфами и состоит из многочисленных тонких прослоек торфа, резко различающихся по ботаническому составу и общетехническим свойствам (R – 5...35 %, A – 6,2...43,1 %, P_{OB} – 25...240 г/дм³).

При этом четко выделяется три слоя, резко различающихся по свойствам. Верхний слой (0...26,5 см) образован сфагновыми торфами с низкими показателями степени разложения (R_{cp} – 6 %), зольности (A_{cp} – 10,2 %) и плотности OB (P_{cp} – 65 г/дм³). Средний слой (26,5...50,5 см) сложен травяными, травяно- и кустарничково-моховыми торфами, более разложившимися (R_{cp} – 16 %), высокозольными (A_{cp} – 27,6 %) и плотными (P_{cp} – 215 г/дм³). Нижний слой (50,5...80 см) состоит из гипновых и травяно-гипновых торфов с более низкими показателями степени разложения (R_{cp} – 13 %), зольности (A_{cp} – 12,1 %) и плотности (P_{cp} – 111 г/дм³). Для среднего слоя характерны наиболее частые резкие смены ботанического состава и свойств торфа. Торф с глубины 0,7 м мерзлый со льдом-цементом и гнездами льда (рис. 2).

Под торфом залегают песчаные суглинки с ржавыми пятнами и линзой бурого торфа, супесь серая с сизыми, черными пятнами и растительными остатками, параллельными волнистой слоистости, и пески пылеватые. Массивная криотекстура

торфа и суглинков внизу сменяется редкими тонкими косыми ломаными шпирями льда.

Хронология торфонакопления

Хронология торфонакопления основана на 6 калиброванных радиоуглеродных датах. Для подтверждения расчетного возраста (–51 кал. л. н. или 2001 г.) последней стадии развития хасырея проведено сравнение космоснимков Landsat [Google Earth <http://www.google.com/earth/explore>; даты обращения 03.2012 и 09.2014] за разные годы (рис. 3). Было выявлено, что последняя стадия высокого уровня вод в хасырее закончилась между 2003 и 2008 гг.

Реконструкция стадий-смен фитоценозов, водных режимов и геокриологических условий

Основными торфообразователями являлись суб- и гидрофитные осоки (*Carex rotundata*, *C. rariflora*), пушица (*Eriophorum scheichzeri*), аэро- и субгидрофитные мхи: *Warnstorfia fluitans*, *Sphagnum squarrosum* и *S. majus*. Изменение водного режима приводило в основном лишь к изменению соотношения обилия этих трав и мхов, а также появлению растений-мезофитов. В результате реконструкции функционального состояния хасырея было выявлено 7 крупных этапов его развития и 15 стадий-смен с 6 подстадиями. Стадии и подстадии имеют в основном внутривековой (13–77 лет), реже вековой (93–140 лет) масштабы.

Этап I, 80...72 см, 1294...1099 кал. л. н. – сильно обводненные моховые сообщества сплавин в условиях сезонного промерзания. Нижезалегающие осадки озера, вероятнее всего, находились не в промерзшем состоянии. Этап закончился переполнением озера и сбросом вод.

1-я стадия, с 1294 кал. л. н. – зарастание озера моховым сообществом из субгидрофитов *Sphagnum squarrosum* и *Calliergon stramineum* с примесью *S. majus*, *S. balticum* и наличием в травяном ярусе *Carex rotundata*, *Eriophorum scheichzeri*.

2-я стадия, с 1192 кал. л. н. – максимально обводненное гипновое сообщество с доминированием аэрогидрофита *Warnstorfia fluitans*, отложившее торфа минимальной R . В конце стадии увеличивается обилие осоки *Carex rariflora* под влиянием начавшегося сброса вод озера.

II этап, 3-я стадия, 72,0...62,5 см, 1099...984 кал. л. н. – средне обводненное осоково-пушицево-гипновое сообщество. Обилие остатков осоки (*Carex rariflora*), пушицы, появление менее гидрофильных мхов *Meesia triquetra* и *Oncophorus walhenbergii*, повышение R свидетельствуют о значительном понижении уровня болотных вод (УБВ) и уровня озера (УО). Наиболее сильное обсыхание поверхности происходило в начале и конце стадии (подстадии 3а, 3в), около 1099 (индицируется резким повышением R , A и наличием *Oncophorus walhenbergii*) и 1008 кал. л. н. (следами пожара и наличием ерника). Появлению *O. walhenbergii* и

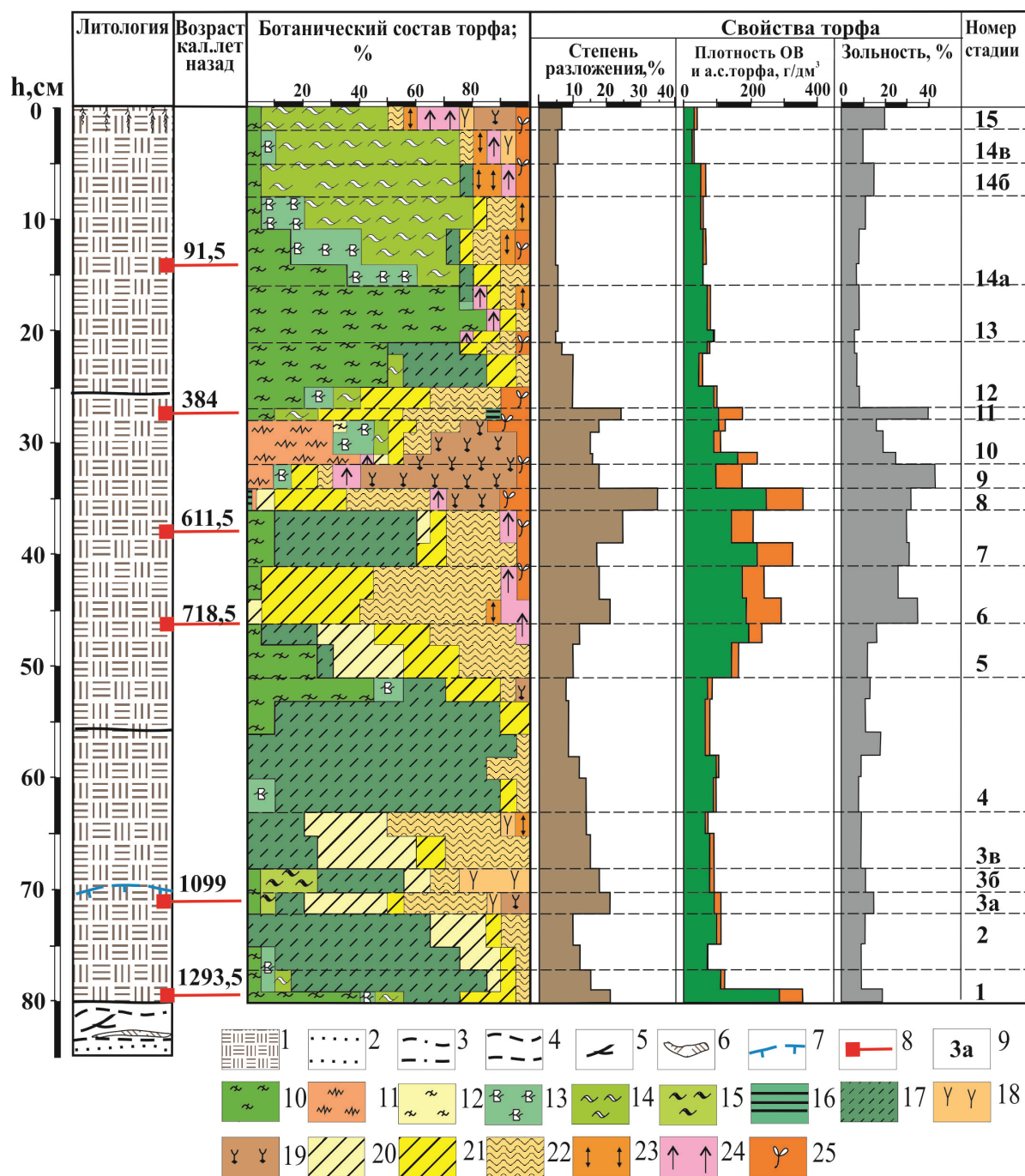


Рис. 2. Литология, ботанический состав и свойства торфа разреза Хасырей. Условные обозначения: 1) торф; 2) пески; 3) супеси слоистые; 4) суглинки слоистые; 5) линзы торфа из мхов; 6) намытые растительные остатки; 7) верхняя граница мерзлого торфа (28.08.2014); 8) места отбора проб на радиоуглеродное датирование; 9) границы стадий формирования хасырея; растительные остатки в торфе: 10) *Sphagnum squarrosum*, 11) *S. lenense*, 12) *S. angustifolium*, 13) *S. balticum*, 14) *S. majus*, 15) *S. platyphyllum*, 16) *S. riparium*, 17) *Warnstorfia fluitans*, *Drepanocladus* sp., *Calliergon* sp., 18) *Aulacomnium palustre*, *Meesia triquetra*, 19) *Polytrichum juniperinum*, *Dicranum angustum*, *Oncophorus walhenbergii*, 20) *Carex rariflora*, 21) *C. rotundata*, 22) *Eriophorum* sp., 23) *Betula nana*, 24) *Ericaceae*, 25) *Rubus chamaemorus*

Fig. 2. Lithology, composition of macrofossil plant remains and peat features in section of the Khasyrey. Legend: 1) peat; 2) sands; 3) laminated sandy loam; 4) laminated loam; 5) lenses of peat moss; 6) plant remains introduced with water; 7) upper boundary of frozen peat (28.08.2014); 8) locations of radiocarbon dating sampling; 9) borders of khasyrey formation stages; plant remains: 10) *Sphagnum squarrosum*, 11) *S. lenense*, 12) *S. angustifolium*, 13) *S. balticum*, 14) *S. majus*, 15) *S. platyphyllum*, 16) *S. riparium*, 17) *Warnstorfia fluitans*, *Drepanocladus* sp., *Calliergon* sp., 18) *Aulacomnium palustre*, *Meesia triquetra*, 19) *Polytrichum juniperinum*, *Dicranum angustum*, *Oncophorus walhenbergii*, 20) *Carex rariflora*, 21) *C. rotundata*, 22) *Eriophorum* sp., 23) *Betula nana*, 24) *Ericaceae*, 25) *Rubus chamaemorus*

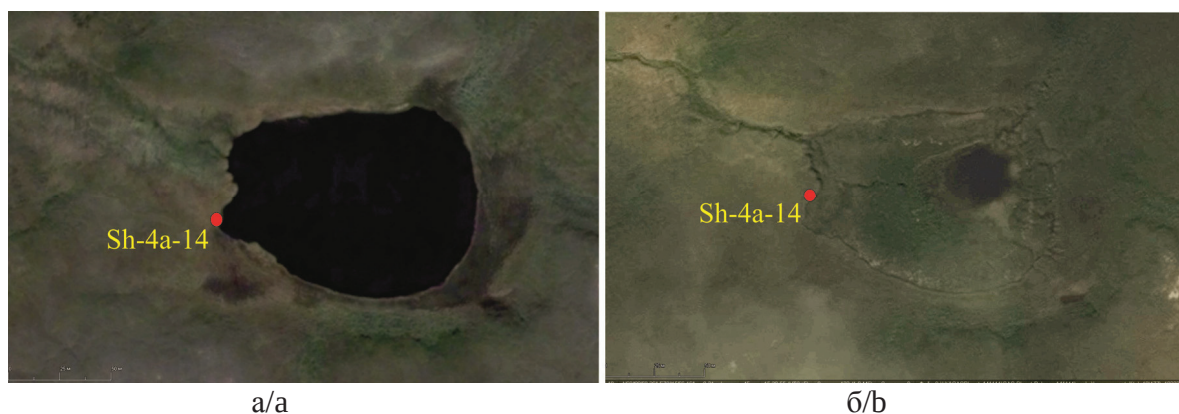


Рис. 3. Изменение площади озера изученного хасырея на космоснимках Landsat: а) 2003; б) 2008 г.

Fig. 3. Change in lake area of studied khasyreya on Landsat images: а) 2003; б) 2008

пожара способствовал переход поверхности хасырея в хорошо дренированные условия, вероятнее всего, при формировании низких (до 0,4 м) ММБ пучения. В середине стадии, 1065...1037 кал. л. н., сформировалось более обводненное моховое сообщество с *Warnstorfia fluitans*, *Sphagnum platyphyllum* и *Meesia triquetra*.

III этап, 4-я стадия, 63,0...50,5 см, 984...843 кал. л. н. – сильно обводненная гипсовая сплавина с *Warnstorfia fluitans*, с разреженным травяным ярусом из *Carex rotundata*, *Eriophorum scheichzeri*, значительное повышение УБВ и УО. В конце стадии (с 53 см, 869 кал. л. н.) – осоково-моховое сообщество со *Sphagnum squarrosum*, некоторое понижение УБВ в связи со спуском озера из-за его переполнения.

IV этап, 50,5...31,5 см, 843...434 кал. л. н. – прогрессирующее осушение. Этап разделяется на 5 стадий.

5-я стадия, с 50,5 см, с 843 кал. л. н. – средне обводненное осоково-пушицево-моховое сообщество, продолжающееся понижение УБВ.

6-я стадия, с 45,5 см, с 719 кал. л. н. – слабо обводненное осоково-пушицевое сообщество с *Carex rotundata*, значительное понижение УБВ. Исчезновение мхов, появление ерника, вересковых кустарничков, морошки, резкое возрастание *R*, *P* и *A* торфа. Вполне вероятно промерзание и кратковременное пучение низкого (0,4 м) ММБ.

7-я стадия, с 41 см, с 652 кал. л. н. – более обводненное осоково-пушицево-моховое сообщество с хорошо развитым моховым покровом из аэро- и субгидрофитов: *Drepanocladus aduncus*, *Warnstorfia fluitans*, *Brachitecium mildianum*, *Calliergon cardifolium* и *Sphagnum squarrosum*.

8-я стадия, с 35,5 см, 542 кал. л. н. – хорошо дренированное осоково-пушицевое сообщество с ерником, морошкой и *Polytrichum juniperinum*. Резкая смена на более мезофитное сообщество, максимальные значения *R*, *P* и *A* торфа свидетельствуют о значительном обсыхании поверхности. Слой торфа приобрел теплоизоляционные свойства, до-

статочные для перехода сезонно-талого слоя в ММ состояние. Началось площадное пучение болота. При этом пучению способствовало высокое обводнение предшествующей стадии, на которой создавался необходимый запас свободной влаги.

9-я стадия, с 33,5 см, 465 кал. л. н. – максимально дренированное сообщество с ерником, морошкой, моховым покровом из мезофитов: *Polytrichum juniperinum* и *Dicranum angustum*. О ММ состоянии и значительном дренировании торфяных отложений косвенно свидетельствуют и изменения их свойств. Сочетание нарушенной структуры (измельченность, потеря волокнистости) с низкой *R* и *P* торфа возникает в результате совместного воздействия многократного промерзания/оттаивания, ветровой и водной эрозии, снижения микробиологической активности деструкторов торфа в низкотемпературных условиях. Высокая зольность торфа и диффузное распределение минеральной компоненты в слое указывают на активный привнос эолового песка летом преимущественно с развеваемых соседних суходолов и, в меньшей степени, делювиальным стоком весенних талых вод. Происходило морозобойное растрескивание и формирование полигонального болота.

Этап V, 31,5...26,5 см, 434...330 кал. л. н. – деградация ММ, увеличение площади озера, а затем частичное его зарастание.

10-я стадия, с 31,5 см, 434 кал. л. н. – более обводненное моховое сообщество с морошкой, пушицей, осокой (*Carex rotundata*) и напочвенным покровом из *Sphagnum lenense* с примесью мезофитных и гидрофитных видов мхов, сформировавшееся при деградации ММ. Сначала содоминантом *Sphagnum lenense* являлся *Polytrichum juniperinum*. Затем появились *S. balticum*, *S. majus*, *S. riparium*, повысилось обилие пушицы и осоки. Данные сукцессии и понижение *R*, *P* и *A* торфа свидетельствуют о направленном повышении увлажнения поверхности хасырея. Увеличение глубины сезонного протаивания торфяных отложений привело сначала лишь к уменьшению высоты полигонов, а

затем они были затоплены водами озера. Резкое исчезновение *S. lenense* и высокое обилие диатомовых водорослей в торфе на глубине 28,5 см подтверждают это. Вероятнее всего, в конце этой стадии началось и наполнение озера хасырея за счет вод деградирующей мерзлоты окружающих суходолов.

11-я стадия, с 28 см, 384 кал. л. н. – менее обводненное осоково-пушицевое сообщество с морошкой и небольшим участием топяных гипновых мхов, сформировавшееся при зарастании периферии озера в связи с понижением уровня его вод. Высокая А (40,8 %) торфа, вероятнее всего, обусловлена привносом минеральной компоненты, активно поступающей с делювиальными водами из деградирующей ММ окружающих суходолов, а также осевшей на дне озера в предшествующий период. Повышение R торфа свидетельствует о еще нестабильном состоянии уровня вод озера хасырея.

Этап VI, 26,5...1,5 см, с 330 кал. л. н. – обводнение котловины, функционирование озера, образование сильно обводненных сплавин: моховой, а затем сфагновой. На этом этапе произошло оттаивание ММ торфа до глубины 0,5 м от палеоповерхности хасырея, частичное вытаивание сверху ледяных жил и образование выпуклых остаточных полигонов в результате термокарста и эрозии, локальное снижение верхней границы ММ пород. Торфонакопление происходило в талом состоянии, в условиях сезонного промерзания и относительно стабильно высоких уровней болотных вод, о чем свидетельствуют аэро- и субгидрофильный состав видов-торфообразователей, низкая P и R торфа.

12-я стадия, с 26,5 см, 330 кал. л. н. – сильно обводненные сообщества осоково-пушицево-сфагновой и моховой сплавин со *Sphagnum squarrosum* и *Warnstorfia fluitans*. Повышению обводненности в начале стадии, вероятно, способствовал также процесс деградации ММ окружающих суходолов.

13-я стадия, с 21,5 см, 224 кал. л. н. – сильно обводненное сфагновое сообщество со *S. squarrosum*.

14-я стадия, с 16 см, 91 кал. л. н. – сильно обводненное пушицево-сфагновое сообщество сплавины с доминированием олиготрофного *Sphagnum majus*. В соответствии с некоторыми различиями ботанического состава, Р, А, СУ и IW, свидетельствующими о колебаниях УБВ и УО, выявлено 3 подстадии, в том числе понижение УБВ с –5 кал. л. н. (1955 г.). Повышение зольности торфа обусловлено усилением эолового привноса песка, а также возрастанием запыленности атмосферы в XX веке.

Этап VII, 1-я стадия, 1,5...0 см, с –51 кал. л. н. – слабо обводненное ерниково-кустарничково-моховое сообщество со *S. majus* и примесью мезофитных и гидромезофитных гипновых мхов *Polytrichum juniperinum*, *Dicranum angustum*, *Oncophorus wahlenbergii*, *Aulacomnium palustre*. Начало обсыхания поверхности хасырея из-за сброса вод озера произошло, судя по данным космоснимков (рис. 3), между 2003 и 2008 гг. н. э.

Влияние климатических и локальных условий на динамику хасырея

В рассматриваемый период верхнего голоцена динамика гидрологического режима и геокриологических условий хасырея в основном, за исключением некоторых временных периодов, хорошо согласуется с данными реконструкций регионального климата лесной зоны (рис. 4).

Синхронизация с палеоклиматическими кривыми средней температуры лета для Ямала (рис. 5) позволила выявить влияние изменения степени континентальности климата на динамику хасырея.

Зарастание озера сплавной началось около 1294 кал. л. н. в условиях конца сухого похолодания [31, 33] и прохладных летних сезонов [17]. Повышение обводненности около 1192 кал. л. н., а затем сброс вод в результате переполнения озера и термоэрозии его берега были обусловлены внутривековым влажным потеплением с теплыми летними сезонами [17, 32]. Повышение обводненности 1220...1157 кал. л. н. выявлено и на южнотаежном болоте [37].

Обсыхание поверхности хасырея 1099...984 кал. л. н., сначала из-за сброса вод, усилилось влиянием аридизации климата [32], а его похолодание [17, 31–33] обусловило многолетнее промерзание и пучение торфяных отложений. Повышение обводненности 1065...1037 кал. л. н. свидетельствует о наличии кратковременного влажного периода, вероятнее всего теплого. Аналогичный отклик имеют болота лесной зоны: обсыхание поверхности и формирование ММБ пучения 1123...1010 кал. л. н. [34, 36]. Сходный возраст имеет начало сухого периода, реконструированного в торфяном разрезе Мухрино среднетаежного болота [54]. Однако неправомерная длительность этой стадии 1170...80 кал. л. н., по нашему мнению, обусловлена переходом на стадию выпуклого верхового болота, то есть аутогенным ходом развития, а не изменением климата.

Повышение обводненности 984...843 кал. л. н. вызвано влажным потеплением климата [31, 33] и максимально теплыми летними сезонами. На болотах лесной зоны начало этого влажного периода датировано 997...860 кал. л. н. [21, 34, 36]. Эта стадия соответствует Средневековому теплему периоду (СТП), проявившемуся по-разному в разных регионах, в том числе в соседних: ~ 1050...650 кал. л. н. на Полярном Урале [55], с кульминацией около 950 кал. л. н. на Среднем Урале [56], 1100...800 кал. л. н. на Восточном Таймыре и Путоране [57], с 1150 кал. л. н. на болотах Северной Польши [58] и Румынии [59]. Более поздний отклик болот Западной Сибири на условия СТП, по нашему мнению, обусловлен проявлением на них криогенных процессов в предшествующее похолодание.

Прогрессирующее осушение с 843...434 кал. л. н. из-за сброса вод озера усилилось криогенными процессами в торфяных и подстилающих мине-

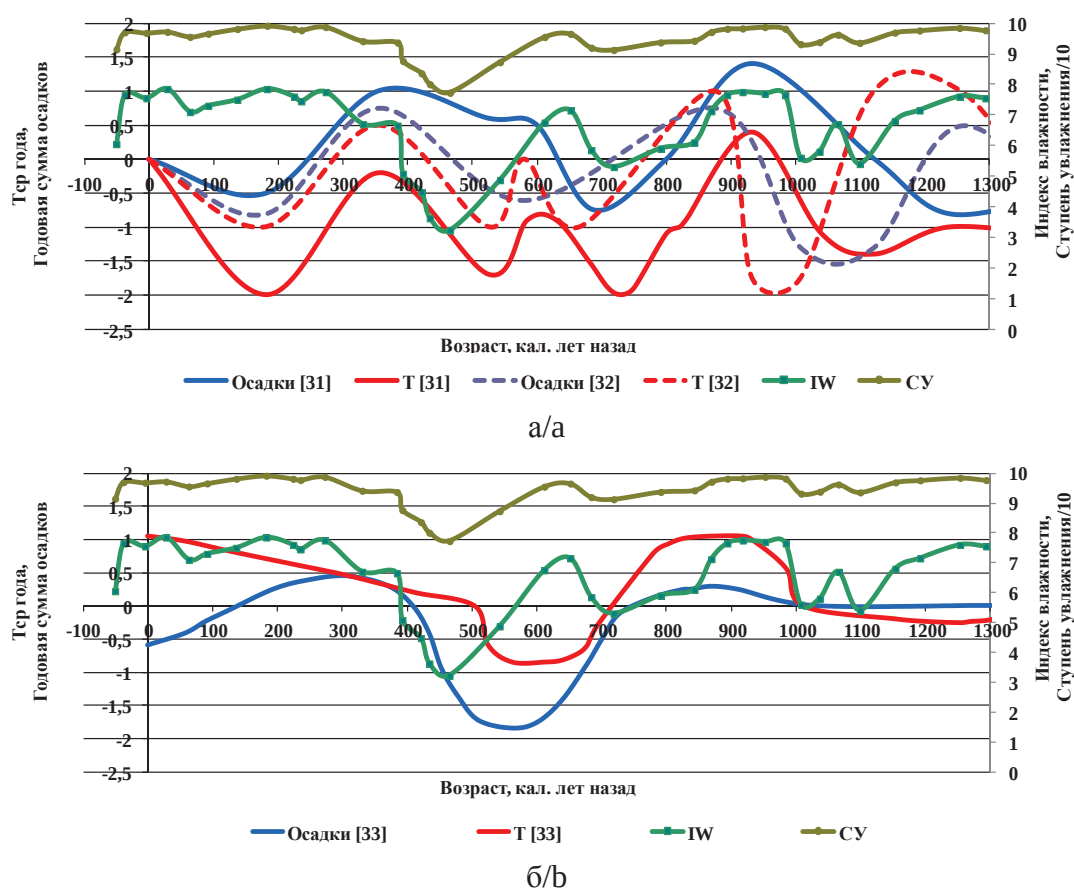


Рис. 4. Динамика палеогидрологического режима торфяного разреза Хасырей и палеоклиматические кривые отклонений от современных показателей средней температуры года и годовой суммы осадков для лесной зоны Западной Сибири: а) по [31, 32], б) 2 [33]. *Среднегодовая температура воздуха [33] и годовое количество осадков [31–33] приведены в относительных величинах

Fig. 4. Dynamics of paleohydrological regime of the Khasyrey peat section and paleoclimatic curves of average annual temperature and annual precipitation for the forest zone of Western Siberia: a) [31, 32], b) 2 [33]. *Annual average temperature [33] and annual precipitation [31–33] are shown in relative terms

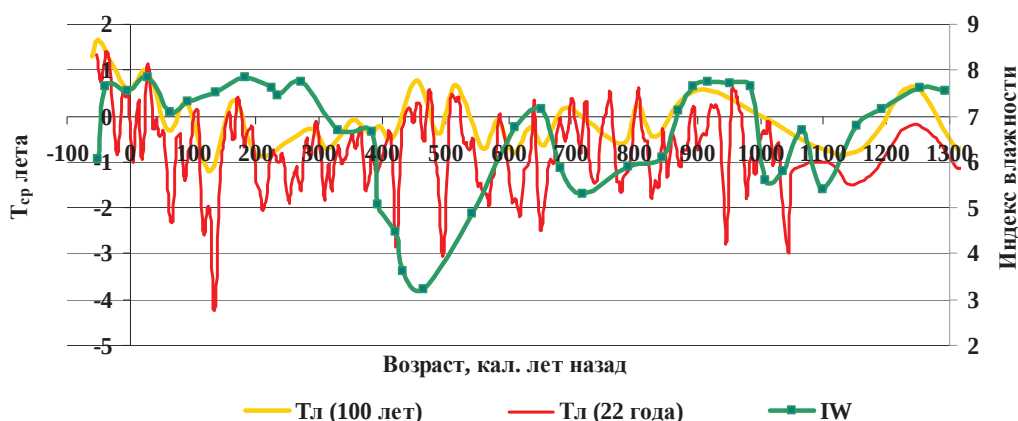


Рис. 5. Динамика палеогидрологического режима торфяного разреза Хасырей и палеоклиматические кривые отклонений от современных показателей средней температуры лета для Ямала, сглаженной окнами 100 и 22 года [17]

Fig. 5. Dynamics of paleohydrological regime of the Khasyrey peat section and paleoclimatic curves of average summer temperature deviation from current indices for southern Yamal, smoothed by the windows of 100 and 22 [17]

ральных отложениях в условиях одного из самых холодных субпериодов Малого ледникового периода (МЛП), по [60], который для лесной зоны Западной Сибири реконструирован как сухое похолодание [32, 33]. Начало обсыхания поверхности с 843 кал. л. н. происходило, вероятнее всего, под совместным влиянием сброса вод озера и направленного изменения климата от все еще теплого и влажного [32, 33] к холодному и сухому [31]. Более значительному обсыханию и пучению низкого ММБ около 719 кал. л. н. способствовал экстремум сухого похолодания [31–33]. Возрастание обводненности 652...542 кал. л. н. вызвано кратковременным влажным потеплением [31] при значительном варьировании летних температур. Аналогичное повышение обводненности 559 кал. л. н. выявлено на среднетаежном болоте [21]. Площадному пучению поверхности хасырея с 542 кал. л. н. в условиях направленного похолодания и аридизации климата способствовало высокое обводнение предшествующей стадии, на которой создался необходимый запас свободной влаги. А морозобойное растрескивание и формирование полигонального болота с 465 кал. л. н. было обусловлено влиянием экстремума похолодания, принятого за начало МЛП (470 кал. л. н.) в Арктике (от Полярного Урала до п-ва Таймыр), по данным исследования озерных осадков [61]. Проявлению палеокриогенных процессов 542...434 кал. л. н. благоприятствовало возрастание континентальности климата. При этом максимально высокие летние температуры [17] обеспечивали наличие свободной влаги как для пучения, так и для роста ледяных жил, за счет более глубокого сезонного протаивания. Стадии формирования полигонального болота близки по возрасту периоду сухого похолодания в лесной зоне Западной Сибири, максимум которого реконструирован около 525 [31, 32] или 575 кал. л. н. [33], и периоду активного пучения высоких ММБ – 615...465 кал. л. н. на болотах средней [21], южной тайги и подтайги [34–37].

Деградация ММ 434...330 кал. л. н. была вызвана уменьшением континентальности климата, судя по понижению летних температур [17], затем – влажным потеплением [31–33]. На болотах лесной зоны начало повышения обводненности и зарастания термокарстовых озер на месте деградировавших крупных ММБ датировано 380...304 кал. л. н. [36, 37]. Высокая обводненность хасырея 330...91 кал. л. н. обусловлена тем, что в МЛП произошла климатическая инверсия и периоды похолоданий стали влажными [62]. Влажное похолодание 465...300 кал. л. н. реконструировано и на полигональных болотах арктических тундр Канады [63]. Начиная с этого периода, синхронизация с палеоклиматическими кривыми лесной зоны [31–33] невозможна из-за их низкого разрешения. Олиготрофизация растительности хасырея около 91 кал. л. н., вероятнее всего, обусловлена возрастом доли атмосферных осадков в его питании

из-за уменьшения толщины сезонно-талого слоя торфа в один из экстремумов МЛП в конце предшествующей стадии, а высокая обводненность – с направленным потеплением после МЛП. Кратковременное понижение обводненности –5 кал. л. н. (1955 г.) вызвано известным внутривековым понижением температуры и атмосферных осадков. Сброс вод озера, вызвавший обсыхание поверхности на современной стадии обусловлен его переполнением и термоэрозией берега под влиянием глобального потепления, активизировавшего дегградацию ММ пород.

О климатической обусловленности выявленных палеогеокриологических процессов в тундре Ямала свидетельствует и синхронность их с аналогичными процессами в торфяных отложениях болот криолитозоны других северных регионов Голарктики. Синхронны периоды пучения низких ММБ на хасырее – 1099...984 кал. л. н. и высоких ММБ на субарктических торфяниках Квебека – 1100...1071 кал. л. н. [38, 39], Скандинавии – 1057...967 кал. л. н. [40, 41], севера европейской части России – 1052...981 [7]. Синхронны и периоды наиболее активного проявления криогенных процессов в хасырее – 719...330 кал. л. н., и активного пучения на болотах субарктической Канады (Квибек) – 740...295 [38, 39, 42–47], северной Скандинавии и Финляндии – 652...391 [48–52], возникновения некоторых ММБ севера европейской части России – 598...465 кал. л. н. [53]. Для бугров пучения криолитозоны Западной Сибири радиоуглеродные даты данного периода практически отсутствуют, что обусловлено исследованием преимущественно крупных бугров более древних болот. В северной тайге сходный возраст, около 540 кал. л. н., на глубине 40 см имеет один ММБ [7], а возраст поверхностного слоя торфа, около 94 кал. л. н., второго ММБ [64] близок к возрасту олиготрофизации растительности исследуемого хасырея.

Выводы

На основании детальной реконструкции динамики растительных сообществ, водного режима и геокриологических условий верхнеголоценового хасырея Центрального Ямала выявлено:

- исследованный хасырей обладает чутким откликом, внутривекового и векового масштабов, на климатические изменения верхнего голоцена, что обосновывает возможность использования торфяных отложений хасыреев криолитозоны Западной Сибири как базовых объектов для разработки высокоразрешающих реконструкций и краткосрочных прогнозов природно-климатических изменений на ближайшие столетия;
- для 1300-летнего периода формирования хасырея выявлено 7 крупных этапов, 15 стадий с 6-ю подстадиями изменения его функционального состояния: палеофитоценозов, водных режимов и геокриологических условий;

- палеозокотопы были наиболее влажными 952...843 кал. л. н. и 273 кал. л. н....2001 г. в периоды влажных потеплений и похолоданий, максимально дренированными 1099...1065 и 1037...984, 719...652, 542...434 кал. л. н. в периоды сухих похолоданий. Обсыхание поверхности хасырея происходило также между 1192 и 1099, 869 и 843 кал. л. н., 2003 и 2008 гг., в периоды влажных потеплений из-за сброса вод озера;
- высока вероятность кратковременного формирования низких ММБ пучения в периоды сухих похолоданий: 1099...1065, 1008...984 и 719...652 кал. л. н. Формирование полигонального торфяника происходило в сухой субпериод Малого ледникового периода 542...434 кал. л. н. Во влажный теплый субпериод около 434 кал. л. н. началась деградация ММ, а с 330 кал. л. н. – частичное вытаивание ледяных жил с образованием торфяника с выпуклыми остаточными полигонами;
- оптимальные условия для формирования бугров пучения и полигонально-жилых льдов в хасыреях тундровой зоны создавались при воз-

растании континентальности климата и летних температур в периоды сухих похолоданий;

- хорошая согласованность динамик водных режимов и геокриологических условий исследуемого хасырея, болот лесной зоны Западной Сибири и криолитозон других регионов, а также с данными реконструкций регионального климата свидетельствует о климатической обусловленности пульсирующего характера развития хасыреев тундры Западной Сибири;
- климат влиял непосредственно – через гидро-термический режим, и косвенно – через криогенные процессы в торфяных отложениях и уровень режим озера;
- в верхнем голоцене торфяные отложения хасыреев тундры неоднократно подвергались воздействию криогенных процессов, что обусловило повышение степени разложения и плотности торфов, а активный эоловый привнос в периоды сухих похолоданий привел к их высокой зольности.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФ № 14-17-00131.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Christensen T.R. Climate science: Understand Arctic methane variability // *Nature*. – 2014. – № 509. – P. 279–281.
- Climate change and the permafrost carbon feedback / V.E. Romanovsky, K. Schaefer, M.R. Turetsky, C.C. Treat, J.E. Vonk // *Nature*. – 2015. – № 520. – P. 171–179.
- Long-term successional changes in peatlands of the Hudson Bay Lowlands, Canada inferred from the ecological dynamics of multiple proxies / K.E. Hargan, K.M. Rühland, A.M. Paterson, J. Holmquist, G.M. MacDonald, J. Bunbury, S.A. Finkelstein, J.P. Smol // *The Holocene*. – 2015. – № 25. – P. 92–107.
- Self A.E., Jones V.J., Brooks S.J. Late Holocene environmental change in arctic western Siberia // *The Holocene*. – 2015. – № 25. – P. 150–165.
- Roy N., Woollett J., Bhiri N. Paleoeological perspectives on landscape history and anthropogenic impacts at Uivak Point, Labrador, since AD 1400 // *The Holocene*. – 2015. – № 25. – P. 1742–1755.
- The 5.2 ka climate event: evidence from stable isotope and multiproxy palaeoecological peatland records in Ireland / T.P. Roland, T.J. Daley, C.J. Caseldine, D.J. Charman, C.S.M. Turney, M.J. Amesbury, G.J. Thompson, E.J. Woodley // *Quaternary Science Reviews*. – 2015. – № 124. – P. 209–223.
- Выпуклые бугры пучения многолетнемерзлых торфяных массивов / Ю.К. Васильчук, А.К. Васильчук, Н.А. Буданцева, Ю.Н. Чижова; под ред. Ю.К. Васильчука. – М.: Из-во Московского ун-та, 2008. – 571 с.
- Буданцева Н.А. Формирование повторно-жилых льдов и бугров пучения в голоцене: на примере Большеземельской тундры и севера Западной Сибири: автореф. дис. ... канд. геогр. наук. – М.: Изд-во МГУ, 2003. – 32 с.
- Oxygen stable isotope variation in late Holocene ice wedges in Yamal peninsula and Svalbard / Y.K. Vasilchuk, N.A. Budantseva, H.H. Christiansen, Ju.N. Chizhova, A.C. Vasilchuk, A.M. Zemskova // *Geography, environment, sustainability*. – 2015. – № 8 (3). – P. 36–54.
- West Siberian peatlands: distribution, typology, hydrology, cyclic development, present-day climate-driven changes and impact on CO₂ cycle / S. Kirpotin, Y. Polishchuk, N. Bryksina, A. Sugaipova, A. Kouraev, E. Zakharova, O.S. Pokrovsky, L.S. Shirokova, M. Kolmakova, R. Manassypov, B. Dupre // *International Journal of Environmental Studies*. – 2011. – № 68. – P. 603–623.
- Тыртыков А.П. Влияние растительного покрова на промерзание и протаивание грунтов. – М.: Изд-во Московского ун-та, 1969. – 192 с.
- Mid-Wisconsin to Holocene permafrost and landscape dynamics based on a drained lake basin core from the northern Seward Peninsula, northwest Alaska / J. Lenz, G. Grosse, B.M. Jones, K.M. Walter Anthony, A. Bobrov, S. Wulf, S. Wetterich // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2016. – № 27. – Iss. 1. – P. 56–75.
- Methane emissions from permafrost thaw lakes limited by lake drainage / J. Van Huissteden, C. Berrittella, F.J.W. Parmentier, Y. Mi, T.C. Maximov, A.J. Dolman // *Nature Climate Change*. – 2011. – № 1. – P. 119–123.
- Vardy S.R., Warner B.G., Aravena R. Holocene climate and the development of a subarctic peatland near Inuvik, Northwest Territories, Canada // *Climate Change*. – 1998. – № 40. – P. 285–313.
- River flooding as a driver of polygon dynamics: modern vegetation data and a millennial peat record from the Anabar River lowlands (Arctic Siberia) / R. Zibulski, U. Herzschuh, L.A. Pestryakova, J. Wolter, S. Müller, N. Schilling, S. Wetterich, L. Schirmermeister, F. Tian // *Biogeosciences*. – 2013. – № 10. – P. 5703–5728.
- Jones B.M., Arp C.D. Observing a catastrophic thermokarst lake drainage in northern Alaska // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2015. – № 26. – P. 119–128.
- Reassessing the evidence for tree-growth and inferred temperature change during the Common Era in Yamalia, northwest Siberia / K.R. Briffa, T.M. Melvin, T.J. Osborn, R.M. Hantemirov, A.V. Kirdyanov, V.S. Mazepa, S.G. Shiyatov, J. Esper // *Quaternary Science Reviews*. – 2013. – № 72. – P. 83–107.
- Геокриология СССР. Западная Сибирь / под ред. Э.Д. Ершова. – М.: Недра, 1989. – 454 с.
- Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных. URL: <http://mete.ru> (дата обращения: 03.12.2015).

20. Слагода Е.А., Ермак А.А. Дешифрирование экзогенных процессов типичных тундр полуострова Ямал на примере территории района среднего течения р. Юрибей // Вестник Тюменского государственного университета. Науки о Земле. – 2014. – № 4. – С. 28–38.
21. Прейс Ю.И. Детальная реконструкция функционального состояния болота как отклик на изменения континентального климата голоцена (средняя тайга Западной Сибири) // Известия Томского политехнического университета. – 2015. – Т. 326. – № 2. – С. 90–102.
22. IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0–50000 years cal BP / P.J. Reimer, E. Bard, A. Bayliss, J.W. Beck, P.G. Blackwell, C. Bronk Ramsey, C.E. Buck, H. Cheng, R.L. Edwards, M. Friedrich, P.M. Grootes, T.P. Guilderson, H. Hafflidason, I. Hajdas, C. Hatté, T.J. Heaton, A.G. Hogg, K.A. Hughen, K.F. Kaiser, B. Kromer, S.W. Manning, M. Niu, R.W. Reimer, D.A. Richards, E.M. Scott, J.R. Southon, C.S.M. Turney, J. van der Plicht // Radiocarbon. – 2013. – № 55 (4). – P. 1869–1887.
23. Stuiver M., Reimer P.J., Reimer R.W. CALIB 7.0.4 Manual. – 2013. URL: <http://calib.qub.ac.uk/calib/download/> (дата обращения: 21.10.2015).
24. Экологическая оценка кормовых угодий по растительному покрову / Л.Г. Раменский, И.И. Цаценкин, О.Н. Чижилов, Н.А. Антипин. – М.: Сельхозгиз, 1956. – 472 с.
25. Бабешина Л.Г., Зверев А.А. Оценка условий местообитаний сфагновых мхов Западно-Сибирской равнины: фактор увлажнения // Вестник Томского государственного университета. Биология. – 2010. – № 331. – С. 185–192.
26. Елина Г.А., Юрковская Т.К. Методы определения палеогидрологического режима как основа объективизации причин сукцессий растительности болот // Ботанический журнал. – 1992. – Т. 77. – № 7. – С. 120–124.
27. Лапшина Е.Д. Флора болот юго-востока Западной Сибири. – Томск: Изд-во Томского ун-та, 2003. – 296 с.
28. Экологическая оценка флоры и растительности Центральной Якутии / А.Ю. Королюк, Е.И. Троева, М.М. Черосов, В.И. Захарова, П.А. Гоголева, С.И. Миронова. – Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2005. – 108 с.
29. Effects of permafrost aggradation on peat properties as determined from a pan-Arctic synthesis of plant macrofossils / M.C. Jones, P. Camill, A. Gallego-Sala, M. Garneau, J.W. Harden, G. Hugelius, E.S. Klein, U. Kokfelt, P. Kuhry, J. Loisel, P.J.H. Mathijssen, J.A. O'Donnell, P.O. Oksanen, T.M. Ronkainen, A.B.K. Sannel, J. Talbot, C. Tarnocai, M. Valiranta // Biogeosciences. – 2016. – № 12 (1). – P. 78–94.
30. Мониторинг экзогенных геологических процессов на трассе газопровода Надым-Пунга / Н.Г. Москаленко, О.Е. Пономарева, Л.А. Казанцева, Е.В. Устинова // Инженерные изыскания. – 2007. – № 1. – С. 34–36.
31. Бляхарчук Т.А., Климанов В.А. Сукцессии болотной растительности и климат по данным исследования двух торфяников на юге Западной Сибири // Структура и развитие болотных экосистем и реконструкция палеогеографических условий: тезисы докладов X Всес. семинара-экскурсии. – Таллин: Изд-во АН Эстонии, 1989. – С. 45–49.
32. Blyakharchuk T.A. Western Siberia, a review of Holocene climatic changes // Journal of Siberian Federal University. Biology. – 2009. – № 2 (1). – P. 4–12.
33. Волкова В.С., Гнибиденко З.Н., Горячева А.А. Климатическая ритмика голоцена центральной части Западно-Сибирской равнины (палинология, магнетизм) // Основные закономерности глобальных и региональных изменений климата и природной среды в позднем кайнозое Сибири. – Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2002. – С. 48–57.
34. Оценка потоков минерального вещества по свойствам торфяных отложений Бакчарского болота (южная тайга Западной Сибири) / Ю.И. Прейс, В.А. Бобров, В.В. Будашкина, В.М. Гавшин // Известия Томского политехнического университета. – 2010. – Т. 316. – № 1. – С. 43–47.
35. Прейс Ю.И., Курьина И.В. Реконструкция высокого разрешения палеозкотопов болот южной тайги Западной Сибири как отклик на изменения климата голоцена // Исследование природно-климатических процессов на территории Большого Васюганского болота / под ред. М.В. Кабанова. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2012. – С. 14–38.
36. Прейс Ю.И. Палеокриогенные процессы в торфяных отложениях юга лесной зоны Западной Сибири // Климатология и гляциология Сибири: материалы Междунар. науч.-практ. конференции / под ред. В.П. Горбатенко, В.В. Севастьянова. – Томск, 2012. – С. 226–227.
37. Прейс Ю.И. Динамика глядово-озерного комплекса Иксинского болота (Западная Сибирь) как отклик на изменения климата второй половины голоцена // География и природные ресурсы. – 2016. – № 2. – С. 94–103.
38. Asselin H., Payette S. Origin and long-term dynamics of a subarctic tree line // Ecoscience. – 2006. – № 13 (2). – P. 135–142.
39. Bhry N., Payette S., Robert E.C. Peatland development at the arctic tree line (Quebec, Canada) influenced by flooding and permafrost // Quaternary Research. – 2007. – № 67. – P. 426–437.
40. Åhman R. C14 dating an palsar i Nord-Norge // Svensk Geografisk Årsbok. – 1969. – № 45. – p. 155–158.
41. Vorren K.-D., Vorren B. The problem of dating a palsa: two attempts involving pollen diagrams, determination of moss subfossils, and ¹⁴C datings // Astarte. – 1975. – № 8. – P. 73–81.
42. Payette S., Delwaide A. Recent permafrost dynamics of subarctic wetlands forests over the past 1500 years // Ecological Monographs. – 2004. – № 74. – P. 373–391.
43. Arlen-Pouliot Y., Bhry N. Palaeoecology of a palsa and a filled thermokarst pond in a permafrost peatland, subarctic Quebec, Canada // The Holocene. – 2005. – № 15 (3). – P. 408–419.
44. Roberts B.A., Simon N.P.P., Deering K.W. The forests and woodlands of Labrador, Canada: ecology, distribution and future management // Ecological Research. – 2006. – № 21 (6). – P. 868–880.
45. Kuhry P. Palsa and peat plateau development in the Hudson Bay Lowlands, Canada: timing, pathways and causes // Boreas. – 2008. – № 37 (2). – P. 316–327.
46. Loisel J., Garneau M. Late Holocene paleoecohydrology and carbon accumulation estimates from two boreal peat bogs in eastern Canada: Potential and limits of multi-proxy archives // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2010. – № 291. – P. 493–533.
47. Van Bellen S., Garneau M., Booth R.K. Holocene carbon accumulation rates from three ombrotrophic peatlands in boreal Quebec, Canada: impact of climate-driven ecohydrological change // The Holocene. – 2011. – № 21. – P. 1217–1231.
48. Wetzel H., Fleige H., Horn R. Degradation of palsas in the region of Northern-Norway. – Germany: IPNSS, 2005. – 10 p.
49. Zuidhoff F.S., Kolstrup E. Changes in palsa distribution in relation to climate change in Laivadalen, northern Sweden, especially 1960–1997 // Permafrost and Periglacial Processes. – 2000. – V. 11. – № 1. – P. 55–69.
50. Seppälä M. Palsa mires in Finland // The Finnish environment. – 2006. – № 23. – P. 155–162.
51. Vorren K.-D. Stratigraphical investigations of a palsa bog in northern Norway // Astarte. – 1972. – № 5 (1–2). – P. 39–71.
52. Vorren K.-D. Recent palsa datings, a brief survey // Norsk geografisk tidsskrift. – 1979. – № 33. – P. 217–219.
53. Oksanen P.O. Development of palsa mires on the Northern European continent in relation to Holocene climatic environmental changes: Academic Dis. – Oulu, 2005. – 50 p.

54. Hydrological dynamics and fire history of the last 1300 years in western Siberia reconstructed from a high-resolution, ombrotrophic peat archive / M. Lamentowicz, M. Słowiński, K. Marcisz, M. Zielińska, K. Kaliszan, E. Lapshina, A. Gilbert, A. Butler, B. Fiałkiewicz-Kozieł, V.E.J. Jassey, F. Laggoun-Defarge, P. Kołaczek // *Quaternary Research*. – 2015. – № 84 (3) – P. 312–325.
55. Shiyatov S.G. Rates of changes in the upper treeline ecotone in the Polar Ural Mountains // *PAGES News*. – 2003. – V. 11. – № 1. – P. 8–10.
56. Demezhko D.Yu., Shchapov V.A. 80,000 years ground surface temperature history inferred from the temperature-depth log measured in the superdeep hole SG-4 (the Urals, Russia) // *Global and Planetary Change*. – 2001. – № 29 (1–2). – P. 167–178.
57. Naurzbaev M.M., Vaganov E.A. Variation of early summer and annual temperature in east Taymir and Putoran (Siberia) over the last two millennia inferred from tree rings // *Journal of Geophysical Research*. – 2000. – № 105 (6). – P. 7317–7326.
58. Long-term hydrological dynamics and fire history during the last 2000 years in CE Europe reconstructed from a high-resolution peat archive / K. Marcisz, W. Tinner, D. Colombaroli, P. Kołaczek, M. Słowiński, B. Fiałkiewicz-Kozieł, E. Łokas, M. Lamentowicz // *Quaternary Science Reviews*. – 2015. – № 112. – P. 138–152.
59. Last Millennium hydro-climate variability in Central-Eastern Europe (Northern Carpathians, Romania) / A. Feurdean, M. Gałka, E. Kuske, I. Tanțău, M. Lamentowicz, G. Florescu, J. Liakka, S.M. Hutchinson, A. Mulch, T. Hickler // *The Holocene*. – 2015. – № 25 (7). – P. 1179–1192.
60. Structure and origin of Holocene cold events / H. Wanner, O. Solomina, M. Grosjean, S.P. Ritz, M. Jetel // *Quaternary Science Reviews*. – 2011. – № 30. – P. 3109–3123.
61. Развитие природной среды полярных областей Земли последнего тысячелетия по данным изучения донных отложений озер / Д.Ю. Большианов, А.С. Макаров, Е.А. Морозова, М.В. Павлов, Л.М. Саватюгин // *Проблемы Арктики и Антарктики*. – 2009. – № 1 (81). – С. 108–115.
62. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. – М.: Наука, 1977. – 198 с.
63. Ellis C.J., Rochefort L. Century-scale development of polygon-patterned tundra wetland, Bylot island (738 N, 808 W) // *Ecology*. – 2004. – № 85 (4). – P. 963–978.
64. Кирпотин С.Н., Бляхарчук Т.А., Воробьев С.Н. Динамика субарктических плоскобугристых болот Западно-Сибирской равнины как индикатор глобальных климатических изменений // *Вестник Томского государственного университета. Биология*. – 2003. – № 7. – С. 122–134.

Поступила 07.08.2016 г.

Информация об авторах

Прейс Ю.И., кандидат биологических наук, ведущий научный сотрудник лаборатории геоинформационных технологий Института мониторинга климатических и экологических систем СО РАН.

Симонова Г.В., кандидат технических наук, старший научный сотрудник лаборатории биоинформационных технологий Института мониторинга климатических и экологических систем СО РАН.

Слагода Е.А., доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник лаборатории комплексных методов изучения криогенных геосистем Института криосферы Земли СО РАН; ведущий научный сотрудник кафедры криософии Тюменского государственного университета; старший научный сотрудник субарктического полигона Тюменского индустриального университета.

UDK 556.56: 551.345:551.583:56.074.6(571.1)

DETAILED STRATIGRAPHY AND DYNAMICS OF CENTRAL YAMAL KHASYREY DURING THE LATE HOLOCENE

Yulia I. Preis¹,
preisyii@rambler.ru

Galina V. Simonova¹,
preisyii@rambler.ru

Elena A. Slagoda^{2,3,4},
eslagoda@ikz.ru

¹ Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 10/3, Akademicheskoy Avenue, Tomsk, 634021, Russia.

² Earth Cryosphere Institute of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 86, Malygin street, Tyumen, 625026, Russia.

³ Tyumen State University, 6, Volodarsky street, Tyumen, 625003, Russia.

⁴ Industrial University of Tyumen, 38, Volodarsky street, Tyumen, 625000, Russia.

The relevance of the discussed issue is caused by insufficient knowledge of the stratigraphy and dynamics of peatland of the Western Siberia tundra zone and the impact of permafrost conditions and climate.

The main aim of the research is the detailed study of stratigraphic and reconstruction of the dynamics of plant communities, water regimes and geocryological conditions of Central Yamal khasyrey.

The methods used in the research: detailed (1...3,5 cm) study of the macrofossils composition and physic-chemical properties of peat, radiocarbon dating (6 dates) peat deposit; reconstruction of phytoecoenoses and water regimes by traditional paleoecological methods, reconstruction of paleogeocryological conditions according to paleophytoecoenoses successions and peat secondary diagenesis; comparative analysis of the obtained data with the data of reconstructions of regional climate and functional state of mires to other zones and regions.

The results. For the first time the authors have obtained the detailed stratigraphy of peat deposits, data on peat density and its organic substance. By the example of the khasyrey in the Lake Sokhonto area of Central Yamal the authors determined the impact of paleocryological conditions on increase of peat decomposition degree and density. They carried out the detailed reconstruction of khasyrey dynamics for the 1300-year period of its formation. Seven large stages and 15 stages with 6 substages of khasyrey formation of interdecadal and century scale were revealed. Water regimes and cryogenic conditions of these stages are in agreement with similar reconstructions data of mires of Western Siberia forest zone and Holarctic cryolithozone regional climate. The authors differentiated 2 periods in which khasyrey surface was wet: 952...843; 273 cal. yr. BP...2001 yr. The khasyrey surface was drained maximally during 4 periods: 1099...1065 and 1037...984; 719...652; 542...434 cal. yr. BP. The short-term formation of low permafrost mound during periods of 1099...1065; 1008...984 and 719...652 cal. yr. BP is of high probability. Formation of polygonal mire took place during 542...434 cal. yr. BP. Since 434 cal. yr. BP the depth of seasonal thawing increased, and since 330 cal. yr. BP the ice veins started melting, formation of mire with raised-centre polygons was caused by thermokarst and erosion. In 136...91 cal. yr. BP the depth of seasonal thawing decreased. Drainage of a khasyrey surface in a consequence of waters dumping of the khasyrey lake during the wet warm periods took place between 1153 and 1099, 869 and 843 cal. yr. BP; ca. 2003 and 2008 yrs. Thus, climate changes in the Western Siberia tundra were the main cause of pulsating nature of khasyreis in contrast to the more southern areas. Climate influence was direct, through the hydrothermal regime, and indirect, through cryogenic processes in peat deposit and the water table regime of the lake. Optimal conditions for palsa and polygonal mire formation were created with increasing continental climate and summer temperatures during periods of dry cooling.

Key words:

Peat deposit, reconstruction, plant communities, water regime, permafrost, climate, Holocene, tundra, Western Siberia.

The research was supported by the grant RSF no. 14–17–00131.

REFERENCES

1. Christensen T.R., Climate science: Understand Arctic methane variability. *Nature*, 2014, no. 509, pp. 279–281.
2. Romanovsky V.E., Schaefer K., Turetsky M.R., Treat C.C., Vonk J.E. Climate change and the permafrost carbon feedback. *Nature*, 2015, no. 520, pp. 171–179.
3. Hargan K.E., Rühland K.M., Paterson A.M., Holmquist J., MacDonald G.M., Bunbury J., Finkelstein S.A., Smol J.P. Long-term successional changes in peatlands of the Hudson Bay Lowlands, Canada inferred from the ecological dynamics of multiple proxies. *The Holocene*, 2015, no. 25, pp. 92–107.
4. Self A.E., Jones V.J., Brooks S.J. Late Holocene environmental change in arctic western Siberia. *The Holocene*, 2015, no. 25, pp. 150–165.
5. Roy N., Woollett J. and Bhiri N. Paleoeological perspectives on landscape history and anthropogenic impacts at Uivak Point, Labrador, since AD 1400. *The Holocene*, 2015, no. 25, pp. 1742–1755.
6. Roland T.P., Daley T.J., Caseldine C.J., Charman D.J., Turney C.S.M., Amesbury M.J., Thompson G.J., Woodley E.J. The

- 5.2 ka climate event: Evidence from stable isotope and multiproxy palaeoecological peatland records in Ireland. *Quaternary Science Reviews*, 2015, no. 124, pp. 209–223.
7. Vasilchuk Yu.K., Vasilchuk A.K., Budantseva N.A., Chizhova Yu.N. *Vypuklye bugry pucheniya mnogoletnemerzlykh torfyanikh massivov* [Palsa of frozen peat mires]. Ed. by Yu.K. Vasilchuk. Moscow, MGU Press, 2008. 571 p.
8. Budantseva N.A. *Formirovaniye povtorno-zhilnykh ldov i bugrov pucheniya v golotsene: na primere Bolshezemelskoy tundry i severa Zapadnoy Sibiri. Avtoref. Dis. kand. nauk* [Formation of ice wedges and Pingo in the Holocene: by the example of Bolshezemelskaya tundra and northern West Siberia. Cand. Diss. Abstract]. Moscow, 2003. 32 p.
9. Vasilchuk Y.K., Budantseva N.A., Christiansen H.H., Chizhova Ju.N., Vasil'chuk A.C., Zemskova A.M. Oxygen stable isotope variation in late Holocene ice wedges in Yamal peninsula and Svalbard. *Geography, environment, sustainability*, 2015, no. 8 (3), pp. 36–54.
10. Kirpotin S., Polishchuk Y., Bryksina N., Sugaipova A., Kouraev A., Zakharova E., Pokrovsky O.S., Shirokova L.S., Kolmakova M., Manassypov R., Dupre B. West Siberian palsa peatlands: distribution, typology, hydrology, cyclic development, present-day climate-driven changes and impact on CO₂ cycle. *International Journal of Environmental Studies*, 2011, no. 68, pp. 603–623.
11. Tyrtikov A.P. *Vliyaniye rastitelnogo pokrova na promerzaniye i protaivaniye gruntov* [Vegetation effects on freezing and thawing of soils]. Moscow, Moscow University Press, 1969. 192 p.
12. Lenz J., Grosse G., Jones B.M., Walter Anthony K.M., Bobrov A., Wulf S., Wetterich S. Mid-Wisconsin to Holocene permafrost and landscape dynamics based on a drained lake basin core from the northern Seward Peninsula, northwest Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2016, no. 27 (1), pp. 56–75.
13. Van Huissteden J., Berrittella C., Parmentier F.J.W., Mi Y., Maximov T.C., Dolman A.J. Methane emissions from permafrost thaw lakes limited by lake drainage. *Nature Climate Change*, 2011, no. 1, pp. 119–123.
14. Vardy S.R., Warner B.G., Aravena R. Holocene climate and the development of a subarctic peatland near Inuvik, Northwest Territories, Canada. *Climate Change*, 1998, no. 40, pp. 285–313.
15. Zibulski R., Herzsich U., Pestryakova L.A., Wolter J., Müller S., Schilling N., Wetterich S., Schirmermeister L., Tian F. River flooding as a driver of polygon dynamics: modern vegetation data and a millennial peat record from the Anabar River lowlands (Arctic Siberia). *Biogeosciences*, 2013, no. 10, pp. 5703–5728.
16. Jones B.M., Arp C.D. Observing a catastrophic thermokarst lake drainage in northern Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2015, no. 26, pp. 119–128.
17. Briffa K.R., Melvin T.M., Osborn T.J., Hantemirov R.M., Kiryanov A.V., Mazepa V.S., Shiyatov S.G., Esper J. Reassessing the evidence for tree-growth and inferred temperature change during the Common Era in Yamalia, northwest Siberia. *Quaternary Science Reviews*, 2013, no. 72, pp. 83–107.
18. *Geokriologiya SSSR. Zapadnaya Sibir* [Geocryology of the USSR. Western Siberia]. Moscow, Nedra Publ., 1989. 454 p.
19. *The All-Russian Research Institute of Hydrometeorological Information – World Data Center*. Available at: <http://meteo.ru> (accessed 03 December 2015).
20. Slagoda E.A., Ermak A.A. Interpretation of exogenous processes in typical tundra of the Yamal peninsula (case study of the district in the middle Yuribey river). *Vestnik Tyumenskogo gosudarstvennogo universiteta*, 2014, no. 4, Nauka o zemle, pp. 28–38. In Rus.
21. Preis Yu.I. Detailed reconstruction of bog functional state as a response to continental climate changes in Holocene (the middle taiga of Western Siberia). *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University*, 2015, no. 2, pp. 90–102. In Rus.
22. Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hafflidason H., Hajdas I., Hatté C., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Turney C.S.M., van der Plicht J. IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0–50000 years cal BP. *Radiocarbon*, 2013, no. 55 (4), pp. 869–1887.
23. Stuiver M., Reimer P.J., Reimer R.W. 2013, *CALIB 7.0.2 Manual*. Available at: <http://calib.qub.ac.uk/calib/download/> (accessed 21 October 2015).
24. Ramenskiy L.G., Tsatsenkin I.I., Chizhikov O.N., Antipin N.A. *Ekologicheskaya otsenka kormovykh ugodiy po rastitelnomu pokrovu* [Ecological evaluation of the fodder lands by vegetation cover]. Moscow, Selkhozgiz Publ., 1956. 472 p.
25. Babeshina L.G., Zverev A.A. Estimation of habitat conditions of West Siberian Plain sphagnum mosses: moisture factor. *Tomsk State University Journal of biology*, 2010, no. 331, pp. 185–192. In Rus.
26. Elina G.A., Yurkovskaya T.K. Methods for determining paleoecological regime as the basis objectification of the causes of mire vegetation successions. *Botanicheskii zhurnal*, 1992, vol. 77, no. 7, pp. 120–124. In Rus.
27. Lapshin E.D. *Flora bolot yugo-vostoka Zapadnoy Sibiri* [Flora in mires of Western Siberia southeast]. Tomsk, TGU Press, 2003. 296 p.
28. Korolyuk A.Yu., Troeva E.I., Cherosov M.M., Zakharova V.I., Gogoleva P.A., Mironova S.I. *Ekologicheskaya otsenka flory i rastitelnosti Tsentralnoy Yakutii* [Ecological assessment of flora and vegetation of Central Yakutia]. Yakutsk, YaNTs SO RAN Publ., 2005. 108 p.
29. Jones M.C., Camill P., Gallego-Sala A., Garneau M., Harden J.W., Hugelius G., Klein E.S., Kokfelt U., Kuhry P., Loisel J., Mathijssen P.J.H., O'Donnell J.A., Oksanen P.O., Ronkainen T.M., Sannel A.B.K., Talbot J., Tarnocai C., Valiranta M. Effects of permafrost aggradation on peat properties as determined from a pan-Arctic synthesis of plant macrofossils. *Biogeosciences*, 2016, no. 121 (1), pp. 78–94.
30. Moskalenko N.G., Ponomareva O.E., Kazantseva L.A., Ustinova E.V. Monitoring ekzogenykh geologicheskikh protsessov na trassee gazoprovoda Nadym–Punga [Monitoring of exogenous geological processes on the route of Nadym–Punga gas pipeline]. *Inzhenernye iziskaniya*, 2007, no. 1, pp. 34–36.
31. Blyakharchuk T.A., Klimanov V.A. Suktsessii bolotnoy rastitelnosti i klimata po dannym issledovaniya dvukh torfyanikov na yuge Zapadnoy Sibiri [Successions of mire vegetation and climate according to the study of two peatlands in the south of Western Siberia]. *Struktura i razvitie bolotnykh ekosistem i rekonstruktsiya paleogeograficheskikh usloviy. Tezisy dokladov X vserossiyskogo seminar-ekskursii* [Proc. 10th All-Union seminar tours. Structure and development of wetland ecosystems and reconstruction of the paleogeographic conditions]. Tallinn, 1989. pp. 45–49.
32. Blyakharchuk T.A. Western Siberia, a review of Holocene climatic changes. *Journal of Siberian Federal University. Biology*, 2009, no. 2 (1), pp. 4–12.
33. Volkova V.S., Gnibidenko Z.N., Goryacheva A.A. Klimaticheskaya ritmika golotsena tsentralnoy chasti Zapadno-Sibirskoy ravniny (palinologiya, magnetizm) [Holocene climatic rhythm of the central part of the West Siberian Plain (palynology, magnetism)]. *Osnovnye zakonomernosti globalnykh i regionalnykh izmeneniy klimata i prirodnoy sredy v pozdnem kaynozoe Sibiri* [Main regularities of global and regional climate change and the environment in the Late Cenozoic of Siberia]. Novosibirsk, Institute of Archaeology and Ethnography SO RAN Publ., 2002. pp. 48–57.
34. Preis Yu.I., Bobrov V.A., Budashkina V.V., Gavshin V.M. Estimate of flows of mineral substance by the properties of peat deposits of Bakchar bog (southern taiga of Western Siberia). *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University*, 2010, vol. 316, no. 1, pp. 43–47. In Rus.

35. Preis Yu.I., Kurina I.V. Rekonstruktsiya vysokogo razresheniya paleokotopov bolot yuzhnoy taygi Zapadnoy Sibiri kak otklik na izmeneniya klimata golotsena [High-resolution reconstruction of mire paleokotopes of southern taiga of Western Siberia as a response to Holocene climate change]. *Issledovanie prirodno-klimaticheskikh protsessov na territorii Bolshogo Vasyuganskogo bolota* [Research of Natural and Climatic Processes on the Great Vasyugan Mire]. Ed. by M.V. Kabanov. Novosibirsk, SO RAN Publ., 2012. pp. 14–38.
36. Preis Yu.I. Paleokriogennye protsessy v torfyanykh otlozheniyakh yuga lesnoy zony Zapadnoy Sibiri [Paleocryogenic processes in peat sediments of southern forest zone of Western Siberia]. *Klimatologiya i glyatsiologiya Sibiri. Materialy Mezhdunarodnoy Nauchno-Prakticheskoy Konferentsii* [Proc. Int. Scient. and Pract. Conf. Climatology and glaciology of Siberia]. Tomsk, 2012. pp. 226–227.
37. Preis Yu.I. Dynamics of ridge-lake complex of Iksinskoye bog (Western Siberia) as a response to climate change in the second half of the Holocene. *Geography and Natural Resources*, 2016, no. 2, pp. 94–103. In Rus.
38. Asselin H., Payette S. Origin and long-term dynamics of a subarctic tree line. *Ecoscience*, 2006, no. 13 (2), pp. 135–142.
39. Bhiry N., Payette S., Robert E.C. Peatland development at the arctic tree line (Quebec, Canada) influenced by flooding and permafrost. *Quaternary Research*, 2007, no. 67, pp. 426–437.
40. Åhman, R. C14 dating an palsar i Nord-Norge. *Svensk Geografisk Arsbok*, 1969, no. 45, pp. 155–158.
41. Vorren K.-D., Vorren B. The problem of dating a palsa: two attempts involving pollen diagrams, determination of moss subfossils, and ¹⁴C datings. *Astarte*, 1975, no. 8, pp. 73–81.
42. Payette S., Delwaide A. Dynamics of subarctic wetland forests over the past 1500 years. *Ecological Monograph*, 2004, no. 74, pp. 373–391.
43. Arlen-Pouliot Y., Bhiry N. Palaeoecology of a palsa and a filled thermokarst pond in a permafrost peatland, subarctic Quebec, Canada. *The Holocene*, 2005, no. 15 (3), pp. 408–419.
44. Roberts B.A., Simon N.P.P., Deering K.W. The forests and woodlands of Labrador, Canada: ecology, distribution and future management. *Ecological Research*, 2006, no. 21 (6), pp. 868–880.
45. Kuhry P. Palsa and peat plateau development in the Hudson Bay Lowlands, Canada: timing, pathways and causes. *Boreas*, 2008, no. 37 (2), pp. 316–327.
46. Loisel J., Garneau M. Late Holocene paleoecohydrology and carbon accumulation estimates from two boreal peat bogs in eastern Canada: Potential and limits of multi-proxy archives. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2010, no. 291, pp. 493–533.
47. Van Bellen S., Garneau M., Booth R.K. Holocene carbon accumulation rates from three ombrotrophic peatlands in boreal Quebec, Canada: impact of climate-driven ecohydrological change. *The Holocene*, 2011, no. 21, pp. 1217–1231.
48. Wetzel H., Fleige H., Horn R. *Degradation of palsas in the region of Northern-Norway*. Germany, IPNSS Publ., 2005. 10 p.
49. Zuidhoff F.S., Kolstrup E. Changes in palsa distribution in relation to climate change in Laivadal, northern Sweden, especially 1960–1997. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2000, no. 11 (1), pp. 55–69.
50. Seppälä M. Palsa mire in Finland. *The Finnish environment*, 2006, no. 23, pp. 155–162.
51. Vorren K.-D. Stratigraphical investigations of a palsa bog in northern Norway. *Astarte*, 1972, no. 5 (1–2), pp. 39–71.
52. Vorren K.-D. Recent palsa datings, a brief survey. *Norsk geografisk tidskrift*, 1979, no. 33, pp. 217–219.
53. Oksanen P.O. *Development of palsa mires on the Northern European continent in relation to Holocene climatic environmental changes*. Academic Diss. Oulu, 2005. 50 p.
54. Lamentowicz M., Słowiński M., Marcisz K., Zielińska M., Kaliszan K., Lapshina E., Gilbert A., Buttler A., Fiałkiewicz-Kozieł B., Jassey V.E.J., Lagoun-Defarge F., Kołaczek P. Hydrological dynamics and fire history of the last 1300 years in western Siberia reconstructed from a high-resolution, ombrotrophic peat archive. *Quaternary Research*, 2015, no. 84 (3), pp. 312–325.
55. Shiyatov S.G. Rates of changes in the upper treeline ecotone in the Polar Urals Mountains. *PAGES News*, 2003, no. 11 (1), pp. 8–10.
56. Demezhko D.Yu., Shchapov V.A. 80,000 years ground surface temperature history inferred from the temperature-depth log measured in the superdeep hole SG-4 (the Urals, Russia). *Global and Planetary Change*, 2001, no. 29 (1–2), pp. 167–178.
57. Naurzbaev M.M., Vaganov E.A. Variation of early summer and annual temperature in east Taymir and Putoran (Siberia) over the last two millennia inferred from tree rings. *Journal of Geophysical Research*, 2000, no. 105 (6), pp. 7317–7326.
58. Marcisz K., Tinner W., Colombaroli D., Kołaczek P., Słowiński M., Fiałkiewicz-Kozieł B., Łokas E., Lamentowicz M. Long-term hydrological dynamics and fire history during the last 2000 years in CE Europe reconstructed from a high-resolution peat archive. *Quaternary Science Reviews*, 2015, no. 112, pp. 138–152.
59. Feurdean A., Gałka M., Kuske E., Tanjau I., Lamentowicz M., Florescu G., Liakka J., Hutchinson S.M., Mulch A., Hickler T. Last Millennium hydro-climate variability in Central-Eastern Europe (Northern Carpathians, Romania). *The Holocene*, 2015, vol. 25, no. 7, pp. 1179–1192.
60. Wanner H., Solomina O., Grosjean M., Ritz S.P., Jetel M. Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews*, 2011, no. 30, pp. 3109–3123.
61. Bolshiyakov D.Yu., Makarov A.S., Morozov E.A., Pavlov M.V., Savatyugin L.M. Development of natural environment of the Earth polar regions of the last millennium according to the study of lakes bottom sediments. *Problems of the Arctic and Antarctic*, 2009, no. 1 (81), pp. 108–115. In Rus.
62. Khotinsky N.A. *Golotsen severnoy Evrazii* [The Holocene of northern Eurasia]. Moscow, Nauka Press, 1977. 198 p.
63. Ellis C.J., Rochefort L. Century-scale development of polygon-patterned tundra wetland, Bylot island (738 N, 808 W). *Ecology*, 2004, no. 85 (4), pp. 963–978.
64. Kirpotin S.N., Blyakharchuk T.A., Vorobyov S.N. Dinamika subarkticheskikh ploskobugrystykh bolot Zapadno-Sibirskoy ravniny kak indikator globalnykh klimaticheskikh izmeneniy [Dynamics of subarctic flat mound mires of West Siberian Plain as an indicator of global climate changes]. *Vestnik Tomskogo gosudarstvennogo universiteta. Biologiya*, 2003, no. 7, pp. 122–134.

Received: 7 August 2016.

Information about the authors

Yulia I. Preis, Cand. Sc., leading researcher, Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences.

Galina V. Simonova, Cand. Sc., senior researcher, Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences.

Elena A. Slagoda, Dr. Sc., chief researcher, Earth Cryosphere Institute of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences; leading research worker, Tyumen State University; senior research worker, Industrial University of Tyumen.