*Криосфера Земли*, 2016, т. XX, № 4, с. 59–68 **http://www.izdatgeo.ru**

УДК 551.345: 553.97 DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2016-4(59-68)

# РЕКОНСТРУКЦИЯ РАЗВИТИЯ ТЕРМОКАРСТА В РАЙОНЕ ОЗЕРА СОХОНТО (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ЯМАЛ) В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ–ГОЛОЦЕНЕ ПО КРИОЛИТОЛОГИЧЕСКИМ И БОТАНИЧЕСКИМ ДАННЫМ

**Е.А. Слагода[1–3], М.В. Нарушко[1,4], Ю.И. Прейс[5], О.Л. Опокина[1,3], А.Н. Курчатова[1,3]**

[1] *Институт криосферы Земли СО РАН, 625026, Тюмень, ул. Малыгина, 86, Россия; eslagoda@ikz.ru*
[2] *Тюменской государственный университет, кафедра криософии, 625000, Тюмень, пр. Ленина, 25, Россия*
[3] *Тюменский индустриальный университет, субарктический полигон, 625000, Тюмень, ул. Володарского, 38, Россия*
[4] *Тюменский научный центр СО РАН, 625026, Тюмень, ул. Малыгина, 86, Россия*
[5] *Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, 634021, Томск, пр. Академический, 10/3, Россия*

В 2014–2015 гг. изучено строение верхней части мерзлой толщи третьей морской равнины и термокарстово-эрозионной долины в районе озера Сохонто на Центральном Ямале: криолитологическое строение и возраст отложений, ботанический состав и свойства торфа хасырея. Верхняя часть мерзлой толщи третьей морской равнины сложена сингенетически промерзавшими сартанскими субаэральными отложениями с полигонально-жильными льдами, по которым развивается термокарст. Нижнеголоценовые эпигенетически промерзавшие отложения слагают разновысотные ступени термокарстово-эрозионной долины. Установлено, что термокарст проявился в накоплении озерных осадков в первой половине голоценового оптимума и продолжается в настоящее время. По изменениям растительных сообществ торфа хасырея реконструированы палеоклиматические условия и пульсирующий характер развития термокарста и многолетнемерзлых пород за последние 1.4 тысячи лет.

*Мерзлые толщи, криолитологическое строение, возраст отложений, термокарст, торф, палеофитоценоз*

## RECONSTRUCTION OF THERMOKARST IN THE LATE PLEISTOCENE–HOLOCENE FROM GEOCRYOLOGICAL AND BOTANICAL DATA (AREA OF LAKE SOKHONTO, CENTRAL YAMAL)

**E.A. Slagoda[1–3], M.V. Narushko[1,4], Yu.I. Preis[5], O.L. Opokina[1,3], A.N. Kurchatova[1,3]**

[1] *Earth Cryosphere Institute, SB RAS, 625026, Tyumen, Malygina str., 86, Russia; eslagoda@ikz.ru*
[2] *Tyumen State University, 625000, Tyumen, Lenina ave., 25, Russia*
[3] *Tyumen Industrial University, 625000, Tyumen, Volodarskogo str., 38, Russia*
[4] *Tyumen Research Center, SB RAS, 625026, Tyumen, Malygina str., 86, Russia*
[5] *Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems, SB RAS, 634021, Tomsk, Academichesky ave., 10/3, Russia*

The upper permafrost sequence of the third marine plain and the thermokarst-erosional valley near Lake Sokhonto in the Central Yamal Peninsula were studied in 2014–2015 for cryostratigraphy, radiocarbon ages, and peat botanical composition and properties. The upper section of the marine plain consists of the Sartan syncryogenic subaerial sediments with polygonal wedge ice affected by thermokarst. The early Holocene epicryogenic sediments compose the steps of the valley with different elevations. Thermokarst events of the first half of the Holocene optimum to the Present were determined from the lake deposits. The peatland plant diversity recorded in sediments of khasyrei (a former lake depression) provides evidence for paleoclimatic conditions and thermokarst pulses for the past 1400 years.

*Permafrost, cryostratigraphy, deposits' age, thermokarst, peat, paleophytocenose*

## ВВЕДЕНИЕ

Реакция криолитозоны на изменение климата в позднем голоцене является основой для прогноза воздействий современного климата на геокриологические условия и развитие экзогенных процессов [*Павлов, 2008*]. С потеплениями в голоцене связывают развитие термокарста: протаивание льдистых отложений, просадки поверхности и обводнение понижений, образование и углубление озер и их таликов, накопление непромерзавших озерных осадков. С похолоданиями климата связывают заполнение и осушение озер, зарастание их днищ, накопление озерно-болотных отложений и торфа. Похолодание сопровождают криогенные процессы: новообразование мерзлоты, морозобойное растрескивание, рост полигонально-жильных льдов и бугров пучения, а также промерзание таликов [*Романовский, 1993; Ершов, 2002; Каплина, 2011*].

**© Е.А. Слагода, М.В. Нарушко, Ю.И. Прейс, О.Л. Опокина, А.Н. Курчатова, 2016**

Основой для построения региональной палеоклиматической шкалы является характер растительности в прошлом, для неоплейстоцена–голоцена это прежде всего автохтонный торф, озерные илы и древесные остатки. На юге п-ова Ямал по древесно-кольцевой хронологической шкале лиственницы продолжительностью 7319 лет выделен относительно благоприятный климатический период средневекового потепления 800–1400 гг. н.э. [*Хантемиров, 2009*]. По озерным осадкам Малый ледниковый период относят к 1530 (1590)–1810 (1890) гг. н.э. [*Большиянов и др., 2009*].

Район исследований не входит в зону распространения современной и голоценовой хвойной древесной растительности [*Васильчук и др., 2008*], а донные осадки озер остаются неизученными. Поэтому основной метод реконструкции термокарста – определение радиоуглеродного возраста отложений и ландшафтных условий торфонакопления.

Ландшафтные индикаторы геокриологических условий на севере Западной Сибири широко применяются для оценки современных экзогенных процессов на поверхности, в том числе термокарста [*Мельников и др., 1974*]. Изменение ботанического состава торфа в термокарстовых депрессиях является откликом на динамику природных условий [*Лисс и др., 2001*] и позволяет детализировать палеоклиматическую шкалу голоцена [*Хотинский, 1977*]. В данной работе для реконструкции изменения геокриологических условий в позднем неоплейстоцене и голоцене использованы криолитологическое строение разрезов и ботанический состав и свойства торфяной залежи хасырея.

## РАЙОН И ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Характерной чертой строения высоких морских равнин Центрального Ямала, сложенных льдистыми четвертичными отложениями [*Геокриология СССР, 1989*], являются термокарстовые озера, термокарстово-эрозионные долины и хасыреи – осушенные озерные котловины, вместе занимающие до 54 % площади в районе оз. Сохонто и среднего течения р. Юрибей [*Слагода, Ермак, 2014*].

Район оз. Сохонто расположен в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород с температурами –5...–7 °С, на границе типичных и южных тундр (рис. 1, *А*). Он находится в пределах юго-западного крыла Нурминского вала с тектоническими разломами, с которыми связаны

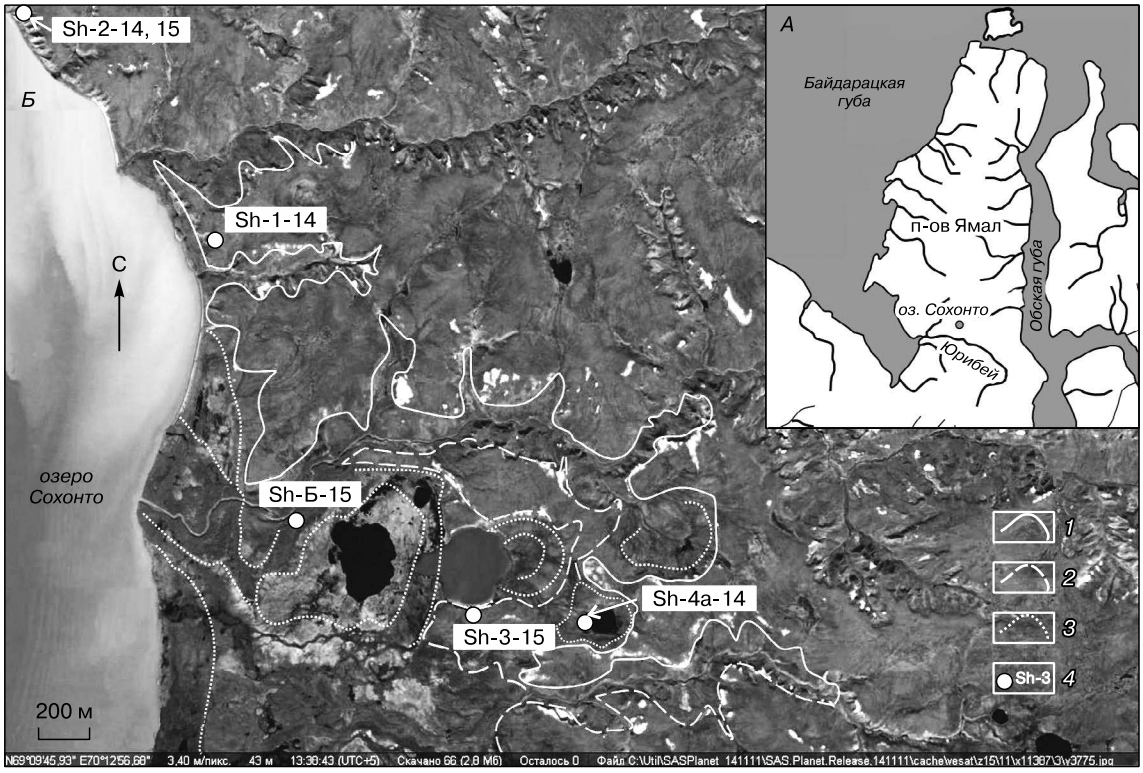


**Рис. 1. Район исследований (*А*) и расположение разрезов (*Б*) верхней части мерзлых толщ III морской равнины Центрального Ямала.**

*1* – контуры водораздельной поверхности III равнины; *2* – контуры водораздельной поверхности эрозионно-термокарстовой долины; *3* – уровни спущенных озер, пляжа и береговых валов оз. Сохонто; *4* – номер разреза.

"голубые" озера [*Крицук, 2010*]. К оз. Сохонто с абсолютной отметкой уровня воды 9 м и предполагаемым сквозным таликом примыкают разновысотные V, VI, III морские и озерно-аллювиальные равнины, в разной степени переработанные термокарстовыми, эрозионными, денудационными и эоловыми процессами [*Геокриология СССР, 1989*]. Несмотря на строительство железной дороги в этом районе, опубликованные сведения о геологическом строении, возрасте четвертичных отложений и геокриологических условиях района немногочисленны [*Троицкий, 1979*]. В 2014–2015 гг. в этом районе выполнены экспедиционные исследования при содействии Межрегионального экспедиционного центра "Арктика" администрации ЯНАО (Салехард).

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для реконструкции динамики геокриологических условий мерзлых толщ использован комплекс методов: криолитологический анализ отложений, палеоэкологический анализ ботанического состава и свойств торфяной залежи.

*Криолитологический анализ* включал характеристику литологии и криогенного строения отложений, торфяной залежи, мезо- и микрорельефа поверхности [*Методы..., 1985*].

Для определения возраста отложений выполнено *радиоуглеродное датирование торфа и растительных остатков*: 12 дат получено Г.В. Симоновой в ТомЦКП ИМКЭС СО РАН (Томск), 1 дата – А.А. Галаниным в лаборатории радиоуглеродного анализа ИМЗ СО РАН (Якутск). Расчет калиброванного возраста выполнен по программе CALIB7.0.4 [*Aiken et al., 2011; Reimer et al., 2013; Stuiver et al., 2013*] в системе B.P. (Before Present) от 1950 г. н.э.

Для *палеоэкологического анализа* ненарушенного монолита торфа размером 17.5 × 20 × 80 см выполнено его разделение на слои толщиной от 0.5–2.5 до 4 см. В каждом слое под микроскопом определены *ботанический состав* в процентах от суммарной площади растительных остатков, степень разложения (*R*, %) центрифугированием [*Тюремнов и др., 1977*], зольность (*A*, %) и плотность (*P*, г/дм$^3$) абсолютно сухого торфа (аст) и органического вещества (ОВ) [*Лиштван, Король, 1975*].

Реконструкция палеофитоценозов основана на определении видового состава растительных остатков торфа, отражающих их доминантное ядро. Качественная оценка водного режима торфонакопления выполнена по принадлежности растений к экологическим группам: 1) постоянно и длительно избыточно влажных местообитаний; 2) временно избыточно увлажненных и среднеобводненных местообитаний; 3) умеренно влажных и часто обсыхающих местообитаний. В постоянно обводненных условиях формируются рыхлые моховые сплавины зарастающих озер, в условиях среднего обводнения – осоково-пушицево-моховые сообщества плотных сплавин; в слабообводненных часто обсыхающих местообитаниях, в том числе на выпуклых полигонах, буграх пучения в криолитозоне – ерниково-кустарничково-моховые сообщества [*Абрамова и др., 1961; Кац, 1971; Лапшина, 2003; Прейс, 2013*]. Дополнительными индикаторами водного режима накопления торфа служили степень разложения и плотность.

Послойный возраст торфяной залежи рассчитан по кумулятивной массе ОВ каждого слоя и его скорости аккумуляции ($v_{ac}$, г/м$^2$ в год) между калиброванными радиоуглеродными датами [*Прейс, 2013*].

Реконструкция динамики геокриологических условий и направленности криогенных процессов в эрозионно-термокарстовой долине основана на корреляции с палеоклиматическими событиями неоплейстоцена–голоцена и с изменениями экологических условий, отразившихся в смене растительных сообществ торфа хасырея в позднем голоцене [*Ландшафтные условия..., 1983; Кашперюк, Трофимов, 1988; Васильчук и др., 2008*].

## КРИОЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗОВ ТРЕТЬЕЙ РАВНИНЫ

На восточном борту оз. Сохонто, в пределах III морской равнины изучена водораздельная поверхность с отдельными возвышенностями, сложенными песчано-щебнисто-галечным материалом. Поверхность с севера и востока обрамляет обширную эрозионно-термокарстовую долину с многочисленными озерами, дренированную реками (см. рис. 1, *Б*). Расчистка Sh-1-14 расположена в термоцирке уступа III морской равнины (абс. отметка 38–45 м). В пределах эрозионно-термокарстовой долины, ступенчато снижающейся к западу (абс. отметка 38–10 м), выполнены расчистки: Sh-Б-15 – в низовьях, в расширении речной долины, Sh-3-15 – в средней части, Sh-4а-14 – в верховьях, хасырее.

**Разрез Sh-1-14** (абс. отметка 38 м) расположен в пределах пологонаклонной к западу водораздельной поверхности, осложненной выпуклыми торфяными полигонами (размером до 15 м) с заболоченными канавами. Снизу вверх вскрыты (рис. 2): слоистые пески, супеси, суглинки с нитевидными корешками, захороненными на месте произрастания, линзами автохтонного торфа из мхов; с неполносетчатыми, плойчатыми и массивными криотекстурами, вертикально-полосчатыми ледяными жилами (рис. 3, *а*). Радиоуглеродная дата из автохтонного торфа – 22 700 ± 400 лет назад (см. таблицу). Выше с размывом на глубине 1.9 м залегают покровные пески, супеси с включениями дресвы, гальки, линзы разложенного торфа

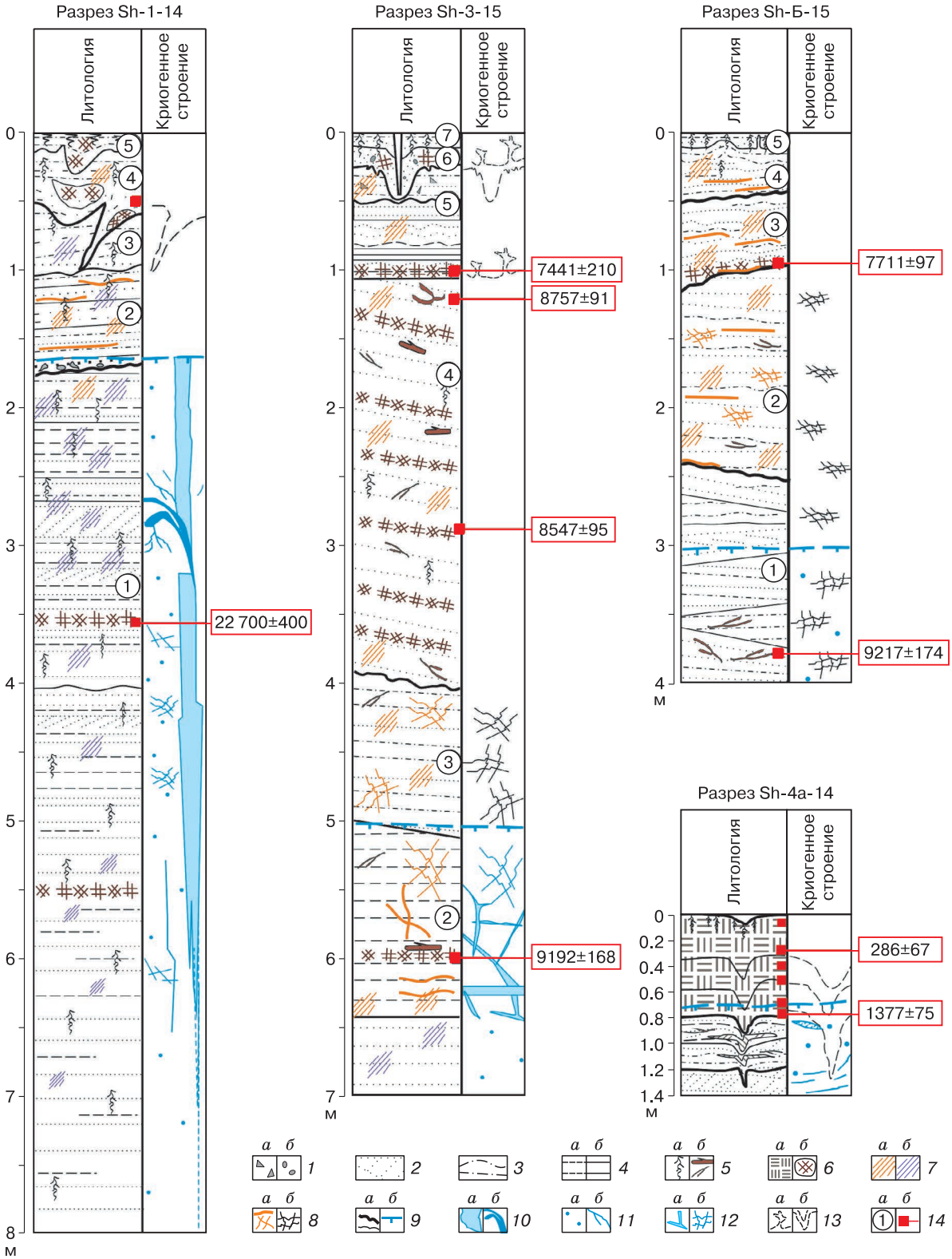


**Рис. 2. Криолитологическое строение разрезов.**

*1* – дресва (*а*), гравий, галька (*б*); *2* – пески; *3* – супеси; *4* – суглинки (*а*), глины (*б*); *5* – корешки трав, захороненные на месте произрастания (*а*), древесные остатки, веточки, стволики с корой (*б*); *6* – торф автохтонный (*а*), аллохтонный (*б*); *7* – пятна соединений железа охристые (*а*), сизые, черные (*б*); *8* – полосы гидроокислов железа (*а*), посткриогенные текстуры (*б*); *9* – границы литологические, размыва (*а*), мерзлых отложений (*б*); *10* – полигонально-жильный лед (*а*), трещинный лед, шлиры (*б*); *11* – криотекстура массивная (*а*), линзовидно-ломаная (*б*); *12* – криотекстура сетчатая крупная (*а*), мелкая (*б*); *13* – криотурбации (*а*), грунтовые, торфяные жилы (*б*); *14* – номер слоя (*а*) и места отбора проб на радиоуглеродный анализ (*б*).

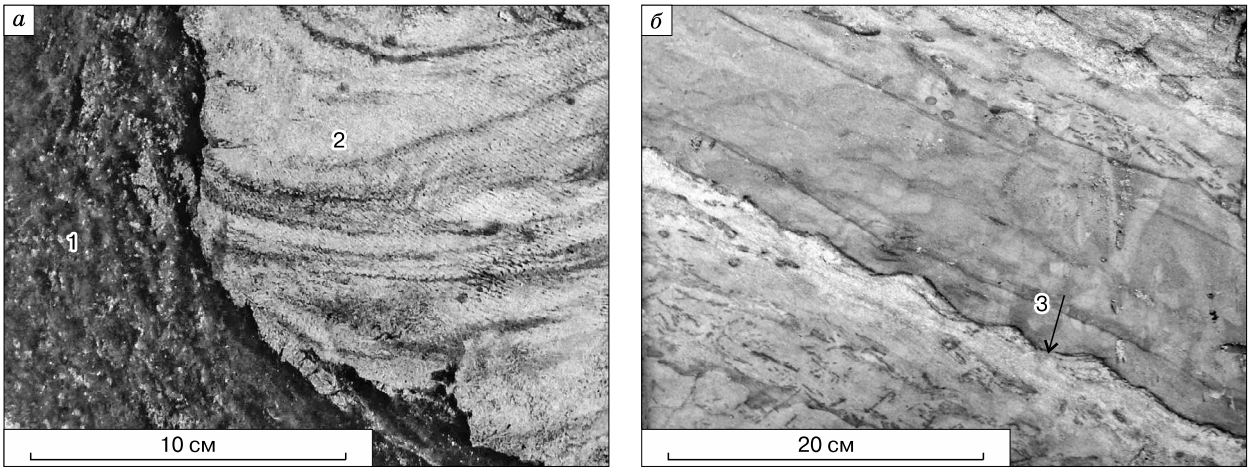


**Рис. 3. Мерзлые сартанские отложения III равнины (*а*) и голоценовые отложения в бугре пучения (*б*).**

1 – полигонально-жильный лед; 2 – супеси с изогнутой слоистостью, сизыми пятнами и плойчатой криотекстурой; 3 – слоистость с волновой рябью и охристыми посткриогенными текстурами.

с наклонной слоистостью, с грунтовой жилой и криотурбациями в интервале глубин 0.2–1.0 м и почвенный слой с корнями.

**Разрез Sh-3-2015** (абс. отметка 28 м) вскрыт в южном обрывистом борту пологонаклонной к западу дренированной водораздельной поверхности с возвышениями и раздувами, с высыпками дресвы и щебенки; плоскими полигонами с неглубокими канавками и пятнами-медальонами. Снизу вверх вскрыты (см. рис. 2): пески, суглинки, супеси с резкими контактами, параллельной слоистостью с наклоном 3–10°, с линзами намытого торфа из мхов, с веточками и мелкими стволиками с корой (радиоуглеродная дата стволика дерева – 9192 ± 168 лет назад на глубине 6 м (см. таблицу)). Криогенная и посткриогенная сетчатая текстура песков подчеркнута охристыми полосами гидроокислов железа на границах слоев и льда. Верхняя часть супесчано-суглинисто-песчаного слоя (мощность 3 м) размыта.

Выше залегают пески с волнистой наклонной слоистостью, охристыми пятнами, с включениями слаборазложенных мхов, детрита и веточек с корой. Инверсия $^{14}$C-дат по глубине (8547 ± 95 лет на глубине 2.9 м; 8757 ± 91 лет назад на глубине 1.2 м) связана с переотложением древесных остатков. Пески этого слоя (мощность 3 м) сверху размыты.

Их перекрывают пески, супеси с дресвой, мелкими гальками, суглинки, глины с горизонтальной слоистостью, криотурбациями и линзой торфа в основании слоя ($^{14}$C-дата 7441 ± 210 лет назад на глубине 1 м (см. таблицу)). Завершает разрез почвенно-растительный слой.

**Возраст органических остатков в отложениях третьей равнины Центрального Ямала в районе озера Сохонто**

| Разрез | Координаты | Глубина (см) | $^{14}$C-лет (от 1950 г. н.э.) | Календарный возраст (calBP), α > 95.4 % | Лабораторный номер | Описание образца |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Sh-1-14 | 69°09′48.4″ с.ш., 70°13′41.4″ в.д. | 320–350 | 22 700 ± 400 | 26 883 | MPI-67 | Автохтонный торф из мхов, нитевидных корешков |
| Sh-3-15 | 69°09′09.9″ с.ш., | 100 | 7441 ± 210 | 8236.5 | ИМКЭС-14С850 | Торф |
| | 70°15′34.4″ в.д. | 120 | 8757 ± 91 | 9754 | ИМКЭС-14С820 | Древесина, ветки |
| | | 250–300 | 8547 ± 95 | 9570.5 | ИМКЭС-14С835 | Пески с детритом |
| | | 600 | 9192 ± 168 | 10 346 | ИМКЭС-14С837 | Торф под шлирами |
| Sh-Б-15 | 69°09′10.8″ с.ш., | 120–125 | 7711 ± 97 | 8552.5 | ИМКЭС-14С833 | Растительный детрит, мох |
| | 70°14′03.6″ в.д. | 370–380 | 9217 ± 174 | 10 390 | ИМКЭС-14С834 | Ветки |
| Sh-4a-14 | 69°08′57.17″ с.ш., | 13.5–16.0 | 113 ± 1 | 91.5 | ИМКЭС-14С805 | Автохтонный торф |
| | 79°50′56.6″ в.д. | 26.5–28.0 | 286 ± 67 | 384 | ИМКЭС-14С789 | То же |
| | | 35.5–39.0 | 639 ± 86 | 611.5 | ИМКЭС-14С847 | » |
| | | 43.5–45.5 | 761 ± 51 | 718.5 | ИМКЭС-14С785 | » |
| | | 70–72 | 1156 ± 122 | 1099 | ИМКЭС-14С861 | » |
| | | 79.5–80.0 | 1377 ± 75 | 1293.5 | ИМКЭС-14С782 | » |

**Разрезом Sh-Б-2015** (абс. отметка 18 м) вскрыт бугор пучения в расширении речной долины, дренирующей эрозионно-термокарстовую депрессию. Наклонная поверхность долины с мелкими озерками и осушенными протоками, заросшая ивой, отнесена к верхней части субаэральной дельты реки. Бугор с крутыми склонами относительной высотой ~5 м над урезом реки вытянут в широтном направлении и в плане имеет овальную форму 30–32 м на 15–18 м. Вершина бугра ровная с плоскими полигонами пяти-шестиугольной формы, поперечным размером 2.5–5.0 м. В бугре вскрыты отложения, по составу и возрасту аналогичные разрезу Sh-3-2015 (см. рис. 2, таблицу). В основании разреза (глубина 4 м) преобладает контрастное переслаивание песков, супесей, суглинков, выше пачка с размывом перекрыта покровным слоем с криотурбациями и почвенным слоем (см. рис. 2). Слоистость отложений в бугре отличается более крутым (до 45°) разнонаправленным наклоном слоев, присутствием слоев с волновой рябью (см. рис. 3, *б*). В песках преобладают массивные криогенные текстуры и посткриогенные мелкосетчатые, микроячеистые, линзовидные текстуры, подчеркнутые выделениями гидроокислов железа.

**Разрез Sh-4a-14** (абс. отметка 32–34 м) показывает строение днища хасырея диаметром 300–350 м с заболоченным понижением в центре диаметром 80–100 м и глубиной 2.0–2.5 м и остаточным озером, из которого вытекает ручей. На поверхности хасырея выражены выпуклые полигоны (3–5 м), разделенные плоскими канавами. На полигонах, осложненных мелкими кочками, произрастают карликовая березка (*Betula nana*), багульник болотный (*Ledum palustre*), брусника (*Vaccinium vitis-idaea*), морошка (*Rubus chamaemorus*), травянистая растительность, мхи и грибы, встречаются пятна оголенного торфа. Измеренная глубина сезонного протаивания в августе 2015 г. составляла в днище хасырея 0.45–0.65 м, в заболоченном понижении 0.9–1.3 м.

В борту хасырея под полигоном и канавой на поверхности, снизу вверх вскрыты: слои песков, супесей суглинков с сизыми пятнами, намытыми растительными остатками и окончанием грунтовой жилы, образованной затеками разложенной органики. Многолетнемерзлые отложения имеют линзовидно-ломаные и массивные криотекстуры; вскрытая мощность слоя 0.6 м (см. рис. 2, таблицу). Слой перекрыт под полигоном мерзлым слоистым торфом, а под межполигональной канавой кровля и слоистость песков плавно изогнуты вниз вдоль жилы, выполненной торфом. В светло- и темно-коричневом торфе отмечена слоистость по ориентировке растительных остатков. До глубины 0.7 м – торф талый (август 2015 г.).

**Ботанический состав и свойства залежи торфа (разрез Sh-4a-14).** Залежь мощностью 80 см сложена топяными торфами и состоит из многочисленных тонких прослоек, резко различающихся по ботаническому составу и свойствам торфа. В составе залежи выделены три слоя.

*Нижний слой* (50.5–80.0 см) состоит из низинных гипновых и травяно-гипновых торфов со степенью разложения ($R_{ср}$ = 13 %), зольностью ($A_{ср}$ = = 12.1 %) и плотностью ($P_{ср}$ = 111 г/дм$^3$). *Средний слой* (26.5–50.5 см) сложен переходными и низинными травяными, травяно- и кустарничково-моховыми торфами, более разложившимися ($R_{ср}$ = = 16 %), высокозольными ($A_{ср}$ = 27.6 %) и плотными ($P_{ср}$ = 215 г/дм$^3$). Для слоя характерна частая, резкая смена ботанического состава и свойств торфа. *Верхний слой* (0–26.5 см) образован переходными сфагновыми торфами с низкой степенью разложения ($R_{ср}$ = 6 %), зольностью ($A_{ср}$ = 10.2 %) и плотностью ($P_{ср}$ = 65 г/дм$^3$).

Согласно данным радиоуглеродного датирования, нижний слой торфа начал формироваться около 1377 ± 75 лет назад, средний – около 761 ± 51, верхний – после 286 ± 67 лет назад. При скорости вертикального прироста торфа 0.5–0.6 мм/год слои между датировками различаются скоростью аккумуляции органического вещества торфа (37, 83, 58 г/м$^2$ в год) и минеральных примесей (6.2, 38.3, 8.4 мг/м$^2$ в год) снизу вверх по слоям соответственно.

## КРИОЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТРЕТЬЕЙ РАВНИНЫ И РАЗВИТИЕ ТЕРМОКАРСТА В РАЙОНЕ ОЗЕРА СОХОНТО

На основе полученных результатов установлено, что верхняя часть мерзлой толщи водораздельной поверхности III морской равнины сложена субаэральными песчано-супесчаными отложениями с полигонально-жильными льдами. Возраст отложений – первая половина сартанского периода позднего неоплейстоцена, с которым связаны наиболее холодные палеоклиматические условия и развитие мерзлоты [*Баду, 2010; Шполянская, 2015*]. Отложения по слоистости, составу, остаткам нитевидных корешков и мхов отнесены к делювиальным и мелководно-озерным. Они промерзали в субаэральной обстановке с морозобойным растрескиванием и ростом ледяных жил. Эта толща служит субстратом для развития термокарста. Верхняя часть мерзлой толщи на водораздельной поверхности, уничтоженная термоденудацией, частично протаивала и вторично промерзала с возобновлением морозобойного растрескивания, но нет радиоуглеродных данных о времени проявления этих процессов.

В разрезах средней и нижних ступеней эрозионно-термокарстовой депрессии вскрыта толща

песков, суглинков, супесей, реже глин. Литологические признаки (косая, наклонная, перекрестная слоистость с четкими контактами и срезанием пачек, сочетание намытых и автохтонных растительных остатков хорошей сохранности) характерны для активной среды накопления проточных глубоких и мелких озер. Накопление отложений происходило 10–7 тыс. лет назад, в первую половину климатического оптимума голоцена, и совпадает с формированием I надпойменной террасы р. Юрибей [*Стройнова, Назаров, 2010*]. Развитие термокарстовых озер и протаивание сартанских отложений с жильными льдами, торфонакопление и накопление озерных осадков на п-ове Ямал началось в конце сартанского периода [*Романенко, 1997*]. Голоценовые мерзлые озерные отложения эрозионно-термокарстовой долины в изученном районе сверху размывались, частично протаивали и повторно эпигенетически промерзали. Льдистые отложения в бугре протаивали и вторично промерзали эпигенетически, поэтому бугор пучения в низовьях эрозионно-термокарстовой долины является реликтовой формой рельефа. Расположение бугра в субаэральной дельте и возраст слоев с разным наклоном позволяют предположить, что рост бугра происходил 7–6 тыс. лет назад, во время первой активизации криогенного пучения в голоценовый оптимум [*Буданцева, 2003*].

В разрезе хасырея верховьев эрозионно-термокарстовой депрессии (см. рис. 1, *Б*, Sh-4а) отражены изменения природных условий за последние 2500 лет. Слоистые пески, супеси, суглинки с намытым детритом под горизонтом торфа характерны для современных мелеющих озер. Формирование термокарстового озера и талика происходило, вероятно, 2500–2300 лет назад в теплый влажный период [*Волкова и др., 2002*]. Криотекстуры отложений обусловлены промерзанием в талике, т. е. озерные осадки до начала тофонакопления были немерзлыми, следовательно, они накапливались на глубине более 2 м и сингенетически не промерзали.

**Этапы торфонакопления.** Изменения ботанического состава и свойства торфа хасырея по глубине отражают климатически обусловленные этапы изменения водного режима, водно-минерального питания и условий многолетнего промерзания и протаивания во время формирования залежи (рис. 4).

**I этап** накопления торфа (~1295 кал. л. н.; глубина 80–72 см): начало зарастания озера сплавиной из гипновых мхов, произрастающих в постоянно избыточно влажных обстановках, совпадает с уменьшением влажности и началом похолодания климата (~1325 кал. л. н.) [*Бляхарчук, Климанов, 1989*].

**II этап** накопления торфа (~1100 кал. л. н.; глубина 72.0–62.5 см): понижение уровня озерно-болотных вод с формированием осоково-пушицево-гипнового сообщества с осоками *Carex rariflora*, *C. rotundata* и менее гидрофильными мхами *Meesia triquetra*, *Oncophorus wahlenbergii*, характеризующие условия сухого похолодания [*Прейс, 2013*].

**III этап** накопления торфа начался с 985 кал. л. н. (глубина 62.5–50.5 см): повышение озерно-болотных вод, формирование гипновой сплавины. Он совпадает с периодом влажного потепления – малого климатического оптимума [*Бляхарчук, Климанов, 1989; Хантемиров, 2009*].

Геокриологические условия в термокарстовой котловине в течение указанных трех этапов, вероятно, характеризовались сезонным промерзанием биогенных накоплений зарастающего озера, обводненного болота, подстилающие озерные осадки не промерзали.

**IV этап** накопления торфа начался по расчетной величине скорости аккумуляции ~850 кал. л. н. (глубина 50.5–26.5 см). Он включает спуск озера и осушение термокарстовой котловины с кратковременным обводнением. На образование хасырея в начале этапа указывают отсутствие влаголюбивых мхов, увеличение доли осок и пушицы, появление ерника, вересковых кустарничков, увеличение степени разложения, плотности и зольности торфа (возраст ~720 кал. л. н). На обводнение и потепление в середине этапа указывают появление гидрофильных зеленых и сфагновых мхов, уменьшение степени разложения и плотности торфа (~650 кал. л. н.). На иссушение хасырея и холодный климат в конце этапа указывает осоково-пушицево-моховое сообщество торфа (~540 кал. л. н.) с высокой степенью разложения и плотностью. В нем доминировали *Polytrichum juniperinum*, *Dicranum angustum*, *Oncophorus wahlenbergii*, произрастающие в дренированной обстановке и на многолетних буграх пучения [*Абрамова и др., 1961; Кац, 1971*] и *Sphagnum lenense*, характерный для полигональных тундр криолитозоны [*Лисс и др., 2001*]. На сухость условий в хасырее также указывает высокая зольность торфа за счет поступления эоловых и делювиальных минеральных частиц. Осушение термокарстовой котловины в конце этапа соответствует максимальному похолоданию 740–420 кал. л. н. [*Бляхарчук, Климанов, 1989*].

На этом этапе развития термокарстовой котловины изменились геокриологические условия: увеличивалось сезонное промерзание, началось промерзание торфа, подстилающих озерных осадков и талика, как и на юге лесной зоны [*Прейс, 2012*]. Об этом свидетельствуют ломаные шлиры льда в песках, характерные для отложений, эпиге-

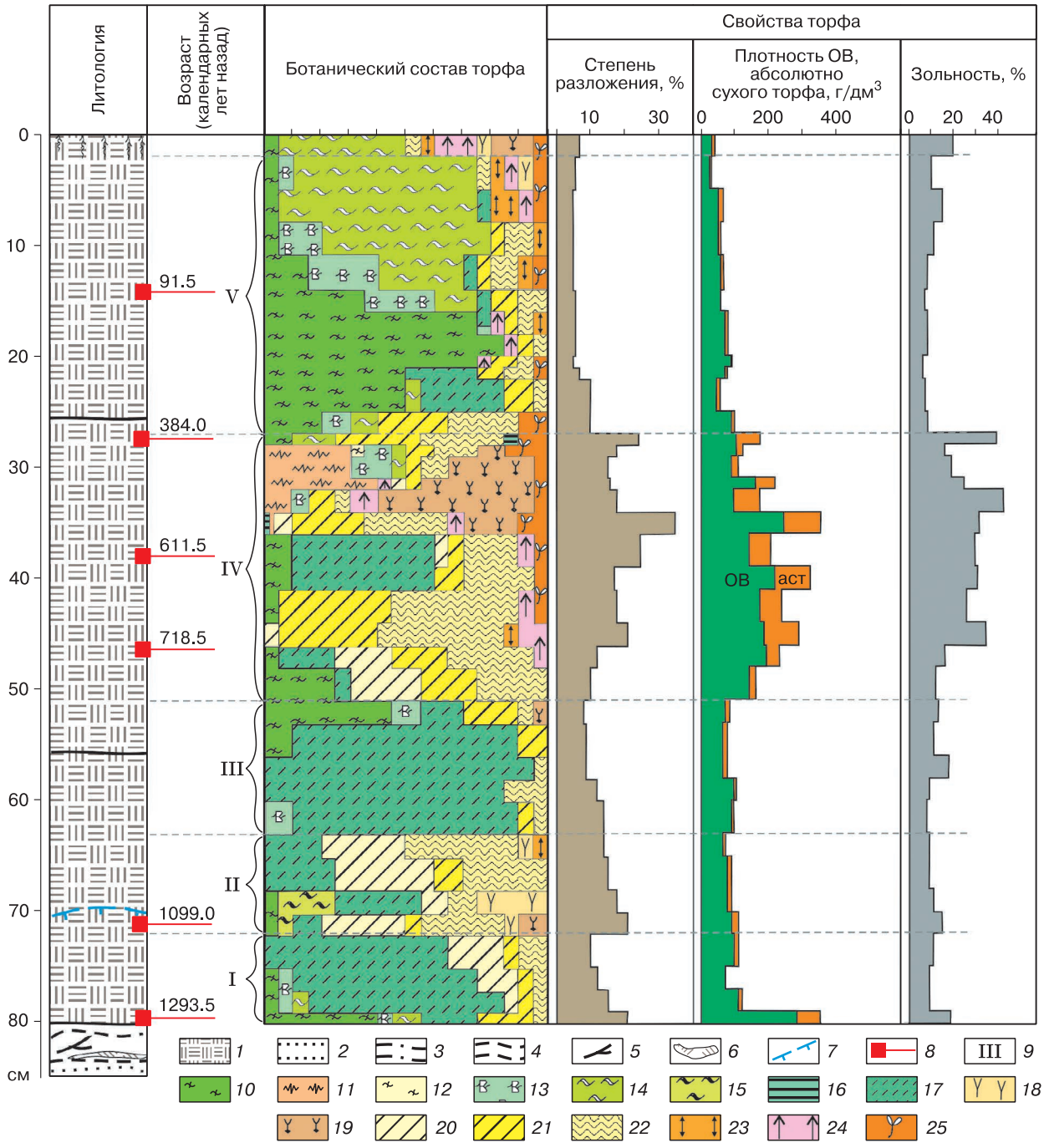


**Рис. 4. Ботанический состав и свойства залежи торфа хасырея в эрозионно-термокарстовой долине III морской равнины Центрального Ямала (в районе оз. Сохонто).**

*1* – торф; *2* – пески; *3* – супеси слоистые; *4* – суглинки слоистые; *5* – линзы торфа из мхов; *6* – намытые растительные остатки; *7* – верхняя граница мерзлого торфа (23.08.2014); *8* – места проб на радиоуглеродный анализ; *9* – номер этапа формирования торфа; *10–25* – 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* sp., *Dicranum* sp., *Oncophorus wahlenbergii*, *20* – *Carex rariflora*, *21* – *C. rotundata*, *22* – *Eriophorum* sp., *23* – *Betula nana*, *24* – Ericaceae, *25* – *Rubus chamaemorus*.

нетически промерзавших сбоку и сверху. В период сухого похолодания климата в хасырее активизировались криогенные процессы: морозобойное растрескивание, рост ледяных жил в торфе, их внедрение в мерзлые подстилающие отложения, пучение полигональных торфяников.

**V этап** накопления торфа начинался 330 кал. л. н. (глубина 26.5–1.5 см); для него характерно обводнение хасырея: подъем уровня и стабильно высокий уровень болотных вод и, вероятно, образование озера глубиной около 2 м. На это указывает формирование осоково-пушицево-моховых сообществ с преобладанием внизу *Sphagnum squarrosum* и *Warnstorfia fluitans*, выше сфагновых топей со *S. squarrosum* и *S. majus* [*Бабешина, Зверев, 2010*], низкие плотность и степень разложения торфа. Этот слой торфа формировался на фоне влажного климата, но при колебаниях теплых и холодных температурных условий [*Хотинский, 1977*]. Так, переход к доминированию олиготрофного *Sphagnum majus* относится к одному из экстремумов похолодания (~90 кал. л. н.).

На этом этапе под озером произошло снижение верхней границы мерзлой толщи, под водой – протаивание мерзлого торфа на глубину более 0.8–1.0 м, вытаивание ледяных жилок, формирование торфяных жил заполнения и облекания, образование выпуклых полигонов и канав на поверхности хасырея.

Верхний слой торфа (1.5–2.5 см) накопился после спуска озера: снижена доля влаголюбивых сфагнумов, повышена доля растений слабообводненных обстановок (ерника, вересковых кустарничков, морошки и гипновых мхов). После осушения глубина сезонного протаивания уменьшилась до современных значений (45–65 см).

Таким образом, в строении отложений хасырея выявлены и датированы следы изменения геокриологических условий: глубины сезонного протаивания и положения верхней границы мерзлоты, промерзания и морозобойного растрескивания торфа осушенного термокарстового озера. Размывы и грунтовые жилы в верхней части III морской равнины, обусловленные колебаниями климата в позднем голоцене, выражены, но не датированы из-за отсутствия органических остатков.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе полученных результатов установлено, что верхняя часть мерзлой толщи III морской равнины на Центральном Ямале в районе оз. Сохонто сложена сингенетически промерзавшими сартанскими субаэральными отложениями с полигонально-жильными льдами.

Формирование ступенчатой эрозионно-термокарстовой долины на III морской равнине началось в конце сартанского периода, а накопление осадков в термокарстовых озерах – в первой половине голоценового оптимума. Разновысотные ступени эрозионно-термокарстовой долины сложены одновозрастными озерными эпигенетически промерзавшими отложениями.

Этапы активизации термокарста и промерзания хасырея в целом коррелируют с колебаниями климата в позднем неоплейстоцене и голоцене. Последовательность изменения палеофитоценозов в торфяной залежи отражает динамику локальных изменений верхней части многолетнемерзлых пород в позднем голоцене на Центральном Ямале. Термокарстовое озеро существовало в условиях климатического потепления до 1.4 тыс. лет назад. Во время двух похолоданий и потепления в период 1.4–0.85 тыс. лет назад происходило зарастание и сезонное промерзание водоема. С похолоданием климата 740–420 кал. л. н. связано новообразование мерзлоты, промерзание талика и морозобойное растрескивание в хасырее. За последние 300 лет произошло обводнение, осушение термокарстовой депрессии и образование остаточного озера в хасырее.

*Работа выполнена по гранту РНФ ( № 14-17-00131).*

## Литература

**Абрамова А.Л.** Определитель листостебельных мхов Арктики СССР / А.Л. Абрамова, Л.И. Савич-Любицкая, З.Н. Смирнова. М.; Л., Изд-во АН СССР, 1961, 716 с.

**Бабешина Л.Г., Зверев А.А.** Оценка условий местообитаний сфагновых мхов Западно-Сибирской равнины: фактор увлажнения // Вестн. Том. гос. ун-та, 2010, № 331, с. 185–192.

**Баду Ю.Б.** Криолитология: учеб. пособие / Ю.Б. Баду. М., КДУ, 2010, 528 с.

**Большиянов Д.Ю., Макаров А.С., Морозова Е.А. и др.** Развитие природной среды полярных областей Земли последнего тысячелетия по данным изучения донных отложений озер // Проблемы Арктики и Антарктики, 2009, № 1 (81), с. 108–115.

**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 докл. X Всесоюз. семинара-экскурсии. Таллинн, Изд-во АН Эстонии, 1989, с. 45–49.

**Буданцева Н.А.** Формирование повторно-жильных льдов и бугров пучения в голоцене: на примере Большеземельской тундры и севера Западной Сибири: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2003, 32 с.

**Васильчук Ю.К.** Выпуклые бугры пучения многолетнемерзлых торфяных массивов / Ю.К. Васильчук, А.К. Васильчук, Н.А. Буданцева, Ю.Н. Чижова. М., Изд-во Моск. ун-та, 2008, 571 с.

**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, ИАЭ СО РАН, 2002, с. 48–57.

**Геокриология СССР**. Западная Сибирь / Под ред. Э.Д. Ершова. М., Недра, 1989, 454 с.

**Ершов Э.Д.** Общая геокриология / Э.Д. Ершов. М., Изд-во Моск. ун-та, 2002, 682 с.

**Каплина Т.Н.** Древние аласные комплексы Северной Якутии (Сообщение 1) // Криосфера Земли, 2011, т. XV, № 2, с. 3–13.

**Кац Н.Я**. Болота земного шара / Н.Я. Кац. М., Наука, 1971, 295 с.

**Кашперюк П.И.** Типы и инженерно-геологическая характеристика многолетнемерзлых торфяных массивов. Учеб. пособие / П.И. Кашперюк, В.Т. Трофимов. М., Изд-во Моск. ун-та, 1988, 184 с.

**Крицук Л.Н.** Подземные льды Западной Сибири / Л.Н. Крицук. М., Науч. мир, 2010, 353 с.

**Ландшафтные** условия Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции / Под ред. Е.С. Мельникова. Новосибирск, Наука, 1983, 165 с.

**Лапшина Е.Д.** Флора болот юго-востока Западной Сибири / Е.Д. Лапшина. Томск, Изд-во Том. ун-та, 2003, 296 с.

**Лисс О.Л.** Болотные системы Западной Сибири и их природоохранное значение / О.Л. Лисс, Л.И. Абрамова, Н.А. Аветов и др. Тула, Гриф, 2001, 584 с.

**Лиштван И.И.** Основные свойства торфа и методы их определения / И.И. Лиштван, Н.Т. Король. Минск, Наука и техника, 1975, 318 с.

**Мельников Е.С.** Ландшафтные индикаторы инженерно-геологических условий севера Западной Сибири и их дешифровочные признаки / Е.С. Мельников, Л.И. Вейсман, Л.Н. Крицук и др. М., Недра, 1974, 182 с.

**Методы** криолитологических исследований. М., Изд-во Моск. ун-та, 1985, 185 с.

**Павлов А.В.** Мониторинг криолитозоны / А.В. Павлов. Новосибирск, Академ. изд-во "Гео", 2008, 229 с.

**Прейс Ю.И.** Палеокриогенные процессы в торфяных отложениях юга лесной зоны Западной Сибири. Климатология и гляциология Сибири // Материалы Междунар. науч.-практ. конф. Томск, Изд-во Том. ун-та, 2012, с. 226–227.

**Прейс Ю.И.** Палеостратиграфические рубежи в торфяных отложениях Западной Сибири // Десятое Сибирское совещание по климато-экологическому мониторингу: Тезисы Рос. конф. Томск, Изд-во Том. ун-та, 2013, с. 251–253.

**Романенко Ф.А.** Формирование озерных котловин на равнинах Арктической Сибири: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1997, 36 с.

**Романовский Н.Н.** Основы криогенеза литосферы / Н.Н. Романовский. М., Изд-во Моск. ун-та, 1993, 336 с.

**Слагода Е.А., Ермак А.А.** Дешифрирование экзогенных процессов типичных тундр полуострова Ямал на примере территории района среднего течения р. Юрибей // Вестн. Тюм. гос. ун-та. Сер. Науки о Земле, 2014, № 4, с. 28–38.

**Стройнова Е.А., Назаров Д.В.** Возраст аллювия Центральной части полуострова Ямал // Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена: Тезисы Всерос. науч. конф. "Марковские чтения 2010 г.". М., МГУ, 2010, с. 82–83.

**Троицкий С.Л.** Морской плейстоцен Сибирских равнин. Стратиграфия / С.Л. Троицкий. Новосибирск, Наука, 1979, 293 с.

**Тюремнов С.Н.** Торфяные месторождения и их разведка / С.Н. Тюремнов, И.Ф. Ларгин, С.Ф. Ефимова и др. М., Недра, 1977, 264 с.

**Хантемиров Р.М.** Динамика древесной растительности и изменений климата на севере Западной Сибири: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург, 2009, 42 с.

**Хотинский Н.А.** Голоцен Северной Евразии / Н.А. Хотинский. М., Наука, 1977, 200 с.

**Шполянская Н.А.** Плейстоцен-голоценовая история развития криолитозоны Российской Арктики "глазами подземных льдов" / Н.А. Шполянская. М.; Ижевск, Изд-во Ин-та компьют. исслед., 2015, 344 с.

**Aiken S.G., Dallwitz M.J., Consaul L.L. et al**. Canadian Arctic Archipelago. 2011 [Электронный ресурс]. –URL: http://nature.ca/aaflora/data/www/cycara.htm (дата обращения: 30.03.2016).

**Reimer P.J., Bard E., Bayliss A. et al.** IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0–50 000 years cal BP // Radiocarbon, 2013, No. 55(4), p. 1869–1887.

**Stuiver M., Reimer P.J., Reimer R.W.** CALIB 7.0.4 Manual. 2013 [Электронный ресурс]. – URL: http://calib.qub.ac.uk/calib/download (дата обращения: 21.10.2015).

*Поступила в редакцию*
*1 октября 2015 г.*