

УДК 556.56:551.583:56.074.6(571.1)

## ДЕТАЛЬНАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ФУНКЦИОНАЛЬНОГО СОСТОЯНИЯ БОЛОТА КАК ОТКЛИК НА ИЗМЕНЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО КЛИМАТА ГОЛОЦЕНА (СРЕДНЯЯ ТАЙГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

Прейс Юлия Ивановна,

канд. биол. наук, ведущ. науч. сотр. лаборатории геоинформационных технологий ФГБУН Института мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Россия, 634021, г. Томск, пр. Академический, 10/3.  
E-mail: preisyui@rambler.ru

Актуальность работы обусловлена необходимостью разработки краткосрочных прогнозов функционального состояния основных ландшафтов и климата Западной Сибири, учитывающих региональные особенности отклика болот на изменения континентального климата голоцена.

**Цель работы:** детальная реконструкция динамики растительных сообществ, водных режимов и торфонакопления среднетаежного олиготрофного болота с учетом влияния палеокриогенных процессов.

**Методы исследования:** детальные (с шагом 1–5 см) исследования ботанического состава и физико-химических свойств торфа; радиоуглеродное датирование (13 дат) торфяных отложений; реконструкция фитоценозов и водных режимов традиционными палеоэкологическими методами; реконструкция палеокриогенных процессов на основе системно-эволюционного методического подхода к поиску нарушений аутогенного развития и комплекса биоиндикаторов из криолитозоны; авторская методика корректировки хронологии торфонакопления с учетом его перерывов; сравнительный анализ полученных данных и данных региональных реконструкций климата.

**Результаты.** Выполнена реконструкция динамики растительных сообществ, водного режима и аккумуляции торфа и углерода. Выявлены многочисленные нарушения аутогенного развития болота частыми сменами гидротермического режима климата и палеокриогенными процессами. Выявлено, что инициация и пульсирующий характер заболачивания хорошо дренированной песчаной террасы обусловлены влиянием деградации многолетнемерзлого водоупора около 7145 кал. лет назад и его формированием около 6520 кал. лет назад. Прекращения аккумуляции торфа около 4600–3950, 2150–1770 и 1550–1340 кал. лет назад обусловлены формированием крупных многолетнемерзлых бугров пучения в сухие похолодания и термокарстовых озер в последующие потепления. Наряду с озерами и их сплавинами, наиболее влажными были стадии развития около 5350, 3760, 3264, 3025, 2852, 1120–920, 870–600 кал. лет назад. Долговременная скорость аккумуляции углерода равна 20,4 г/м<sup>2</sup> в год, максимальные скорости (40,6–45,0 г/м<sup>2</sup> в год) были в периоды похолодания, в основном влажного 3170–2815 кал. лет назад, влажных потеплений и похолоданий 1000–560 кал. лет назад. Показано, что учет палеокриогенных процессов, использование дат-аналогов и слоев торфа-аналогов позволяет значительно повысить качество реконструкции функционального состояния болота и получить объективные данные по динамике аккумуляции торфа и С.

### Ключевые слова:

Торфяная залежь, реконструкция, фитоценоз, водный режим, аккумуляция торфа, многолетняя мерзлота, климат, голоцен, средняя тайга, Западная Сибирь.

### Введение

В свете современного глобального изменения климата актуальны краткосрочные прогнозы функционального состояния болотных экосистем, являющихся одним из основных ландшафтов Западной Сибири. Такие прогнозы должны базироваться на детальных реконструкциях, учитывающих особенности регионального отклика болот на изменения климата. Однако отклик болот Западной Сибири на конкретные климатические события голоцена еще недостаточно изучен. При этом отсутствует единое мнение и о характере гидротермического режима некоторых из этих событий. Это обусловлено, по нашему мнению, прежде всего, недоучетом особенностей влияния регионального континентального климата на базовый объект реконструкций – торфяные отложения. Находки реликтовых торфяных многолетнемерзлых (ММ) бугров пучения [1–6] в зоне сезонного промерзания пород Западной Сибири и данные их палеореконовструкций [7–12] свидетельствуют о неоднократных прекращениях торфонакопления в пе-

риоды похолоданий голоцена и происходящих при этом потерях палеоинформации [10, 13]. Недоучет этого приводит также к неправильному определению трендов водных палеорежимов болотных экотопов. Однако, в связи со сложностью выявления палеокриогенных процессов в торфяных отложениях, они практически не учитываются при исследовании болот вне криолитозоны, несмотря на то, что на прерывистый характер торфонакопления указывал еще в 1971 г. М.И. Нейштадт [14], а по мнению А.Д. Гиличинского [15] вся территория зоны сезонного промерзания пород Западной Сибири, ограниченная с юга линией Свердловск–Ишим–Новосибирск является сезонной криолитозонной.

Ранее нами рассмотрено влияние палеокриогенных процессов на динамику грядово-мочажинного комплекса среднетаежного раннеголоценового олиготрофного болота [8]. Однако датирование объемных образцов (толщиной 25 см) не позволило получить точные хронологии стадий смен растительных сообществ и водных режимов.

Цель работы – детальная реконструкция динамики растительных сообществ, водных режимов и торфонакопления олиготрофного среднетаежного болота с учетом влияния палеокриогенных процессов.

#### Объекты и методы исследования

Болото Средне-Васюганское расположено в подзоне средней тайги Западной Сибири, залегает на I левобережной надпойменной песчаной террасе р. Васюган, в 2 км на север от п. Средний Васюган.

Климат района исследования континентально-циклонический [16]. Согласно данным метеостанции Средний Васюган, среднегодовая температура равна  $-0,9$  °С, средняя температура января  $-19,9$  °С, июля  $+18,3$  °С (за период наблюдения 1940–2012 гг.). Количество осадков –  $539,7$  мм/год (1966–2012 гг.) [17].

Торфяной разрез заложен в типичном сосново-кустарничково-сфагновом (*Sphagnum fuscum*) фитоценозе – низком рьяе ( $59^{\circ}26'70''$  с.ш.,  $78^{\circ}33'33''$  в.д.). Отобранные с шагом 1–5 см образцы торфа проанализированы на ботанический состав микроскопическим методом [18], степень разложения ( $R$ ) – методом центрифугирования [18], зольность ( $A$ ), кислотность (рН), плотность ( $P$ ), весовую влажность ( $W$ ) по методикам Инсторфа [19], используя для анализа кислотности рН-метр HI 8314 (аналитики Магур М.Г., Шарапова Т.А., ИМКЭС СО РАН). Хронология торфонакопления основана на 13 радиоуглеродных датах (аналитики Мелков В.Н., Симонова Г.В., ИМКЭС СО РАН), калиброванных при помощи программного обеспечения CALIB 5.0.1 Manual [20, 21] в системе BP (Before Present) от 1950 г.

#### Методы реконструкции функционального состояния болот

В основу реконструкции палеофитоценозов положено допущение, что видовой состав растительных остатков торфа отражает их доминантное ядро. Реконструкция палеогидрологии выполнена методом расчета индекса влажности ( $IW$ ), косвенного показателя уровня болотных вод (УБВ), по растительным остаткам, слагающим торфяную залежь [22]. В качестве дополнительных индикаторов водного режима использовались показатели свойств торфа. Известно, что  $R$  определяется, прежде всего, продолжительностью нахождения растительных остатков в верхнем аэрируемом слое торфяной залежи, толщина которого зависит от УБВ.  $P$  торфа коррелятивно связана с  $R$ . В условиях повышения проточности водного режима возрастают  $A$  и  $R$  торфа.

Поиск климатически обусловленных стадий развития проведен на основе системно-эволюционного методического подхода к поиску нарушений аутогенного развития болот, совпадающих с известными климатическими событиями. Такими нарушениями, прежде всего, являются: резкие, с разрывом сукцессионных связей, изменения видового состава палеофитоценозов; отсутствие согла-

сованного изменения показателей свойств торфа ( $R$ ,  $P$ ,  $A$ ) и  $IW$  по глубине залежи, обусловленное их вторичным диагенезом; неравномерно низкие показатели прироста ( $V_{пр}$ ) и скорости аккумуляции ( $V_{ак}$ ) органического вещества (ОВ) торфа и  $C$ , свидетельствующие о значительном замедлении или прекращении торфонакопления. Эти нарушения обусловлены резкими изменениями водных режимов болотных экотопов, которые в условиях Западной Сибири, даже в зоне сезонного промерзания пород, были вызваны как прямым, через влажностной режим, воздействием континентального климата, так и косвенным, через физическое состояние (талое-мерзлое) почво-грунтов и торфяных отложений [7–12].

Реконструкция криогенных процессов проведена по диагностическим признакам влияния их на динамику и стратиграфию болот криолитозоны гюларктики, свойства и скорость накопления торфов обычно используемых при палеоэкологических исследованиях, проводимых на юге этой зоны, информация о которых обобщена в [23]. Для подтверждения допущения, что на болотах зоны сезонного промерзания аналогичные нарушения в периоды похолоданий голоцена также имели криогенный генезис, проведена их синхронизация с датированными палеокриогенными процессами зоны многолетнемерзлых пород.

Палеокриогенным нарушением, прежде всего, является несоответствие типа заболачивания степени обогащенности биофильными элементами подстилающих почво-грунтов [7, 12]. Трансгрессия олиготрофных сфагновых мхов в периоды похолоданий голоцена непосредственно на тяжелые карбонатные глины и суглинки однозначно свидетельствует о наличии в них многолетнемерзлого или длительно сезоннооттаивающего водоупора. По нашему мнению, надежное диагностирование наличия палеокриогенного водоупора в песчаных грунтах возможно лишь по комплексу индикаторов, которые отражают влияние его деградации на видовой состав и структуру болотных фаций ранних стадий развития. Это влияние проявляется, *во-первых*, в сочетании олиго- или мезотрофного типа заболачивания с последующим возвратом на литогеннообусловленный более минеротрофный путь развития, как результат исчезновения изолирующего влияния водоупора. *Во-вторых*, в смене простых болотных фаций заболачивания гетеротрофными комплексами в начале последующего потепления, из-за различий в усадке оттаивающих мерзлых грунтов. *В-третьих*, в разболачивании в связи с возрастанием дренирования территории при полной деградации мерзлоты. Для реконструкции ММ водоупоров мы использовали комплекс индикаторов: 1) наличие остатков олиготрофных сфагновых мхов в придонном слое залежи; 2) появление или возрастание участия эвтрофных видов болотных растений в вышележающем слое; 3) совместное присутствие в одном слое торфа остатков растений, резко отличающихся экологи-

ческими требованиями к трофности и обводненности экотопа; 4) прекращение торфонакопления.

Для реконструкции процесса промерзания и пучения крупных торфяных бугров (пальза) использован комплекс индикаторов: 1) наличие палеостратиграфического рубежа (ПСР); 2) прекращение аккумуляции торфа; 3) приуроченность начала прекращения к периоду сухого похолодания. ПСР – граница двух слоев торфа, резко различающихся по ботаническому составу и свойствам, отражает переход поверхности болота при пучении в субаэральные, а затем гипераквальные условия термокарстового озера или топи. Ботанический состав нижнего слоя зависит от степени обсыхания поверхности на предшествующей пучению стадии, а также от скорости пучения и высоты сформировавшегося бугра. Для лесной зоны характерна обогащенность нижнего слоя остатками древесины и пушицы, повышение  $R$  и  $P$ . Верхний слой, менее разложившийся и плотный, образован, в зависимости от наличия–отсутствия термокарстового озера, топяными сфагновыми мхами и шейхцерией или менее гидрофильными *Sphagnum magellanicum* и *S. fuscum*. Приуроченность начала прекращения к периоду сухого похолодания исключает его озерный генезис на данной стадии развития. Прекращение торфонакопления выявляли датированием пар соседних образцов торфа, а при отсутствии такого датирования – по неравномерно низким показателям торфонакопления. Известно, что топяные торфа невысокой степени разложения во всей лесоболотной зоне Западной Сибири имеют  $V_{пр}$  около 0,8–1,0 мм/год [24]. Это характерно даже для талых болот криолитозоны, высокая обводненность которых препятствует формированию многолетней мерзлоты [25]. При этом, как более значимые, мы использовали показатели  $V_{ак}$  торфа, его  $OB$  и  $C$ , на которые не влияет степень уплотненности торфов.

Более сложной задачей является реконструкция бугров пучения, формирующихся на олиготрофной стадии развития болот. В криолитозоне формированию многолетней мерзлоты способствует смена гидрофильной растительности мезогидрофильными сфагновыми мхами [26–28]. Прирост и продукция сфагновых мхов ММ болот значительно меньше, чем талых даже в пределах одной подзоны [29, 30]. Меньше также нетто-экосистемная продукция, что частично обусловлено и более быстрым разложением торфа [31]. Согласно [32], одним из диагностических признаков наличия в прошлом ММ является снижение  $V_{пр}$  торфа (до 65 %) и  $V_{ак} C$  (на 50 %). Так, в субарктической Канаде и на Аляске  $V_{ак} C$  после промерзания болот снижается до 5–9,5 г/м<sup>2</sup> в год [33–35]. Учитывая все это, для реконструкции мелких сфагновых бугров пучения мы использовали следующие индикаторы: 1) появление в торфе остатков менее гидрофильных олиготрофных видов сфагновых мхов (обычно *Sphagnum angustifolium* и *S. magellanicum*, а затем – *S. fuscum*); 2) формирование таких торфов в

периоды сухих похолоданий; 3) понижение  $V_{пр}$  и  $V_{ак}$  торфа; 4) повышение  $R$  и  $P$  торфа.

Стадии вторичных озер выявлены по косвенным индикаторным признакам: 1) различия трендов изменения  $P$  и  $R$  при неравномерно низкой  $P$  в слое торфа предшествующей стадии, свидетельствующие о вторичном его диагенезе при нахождении в затопленном состоянии; 2) топяной подтип торфа последующей стадии.

Послойные интерполяционные даты,  $V_{пр}$  и  $V_{ак}$  торфа и его  $OB$  рассчитаны с учетом плотности  $OB$  абсолютно сухого торфа. Для расчета  $V_{ак} C$  принято, что его содержание в разных видах верховых торфов варьирует от 46 до 52 % от  $OB$  торфа [36]. Расчеты проведены по двум вариантам: 1) при допущении непрерывного торфонакопления между датировками; 2) с учетом прекращений аккумуляции торфа. По второму варианту для определения возраста слоев торфа и продолжительности периодов прекращения использовались показатели  $V_{ак} OB$  соседних слоев-аналогов, сходного ботанического состава и  $R$ , но отлагавшихся в благоприятных условиях. При расчете продолжительности стадии прекращения торфонакопления учитывалось, что возраст конца предшествующей стадии равен сумме возраста слоя торфа и временному периоду его отложения. Для случаев двойного генезиса стадии прекращения торфонакопления, в связи с невозможностью датирования начала формирования термокарстового озера, было принято допущение равенства продолжительности стадий: многолетнемерзлой и озерной.

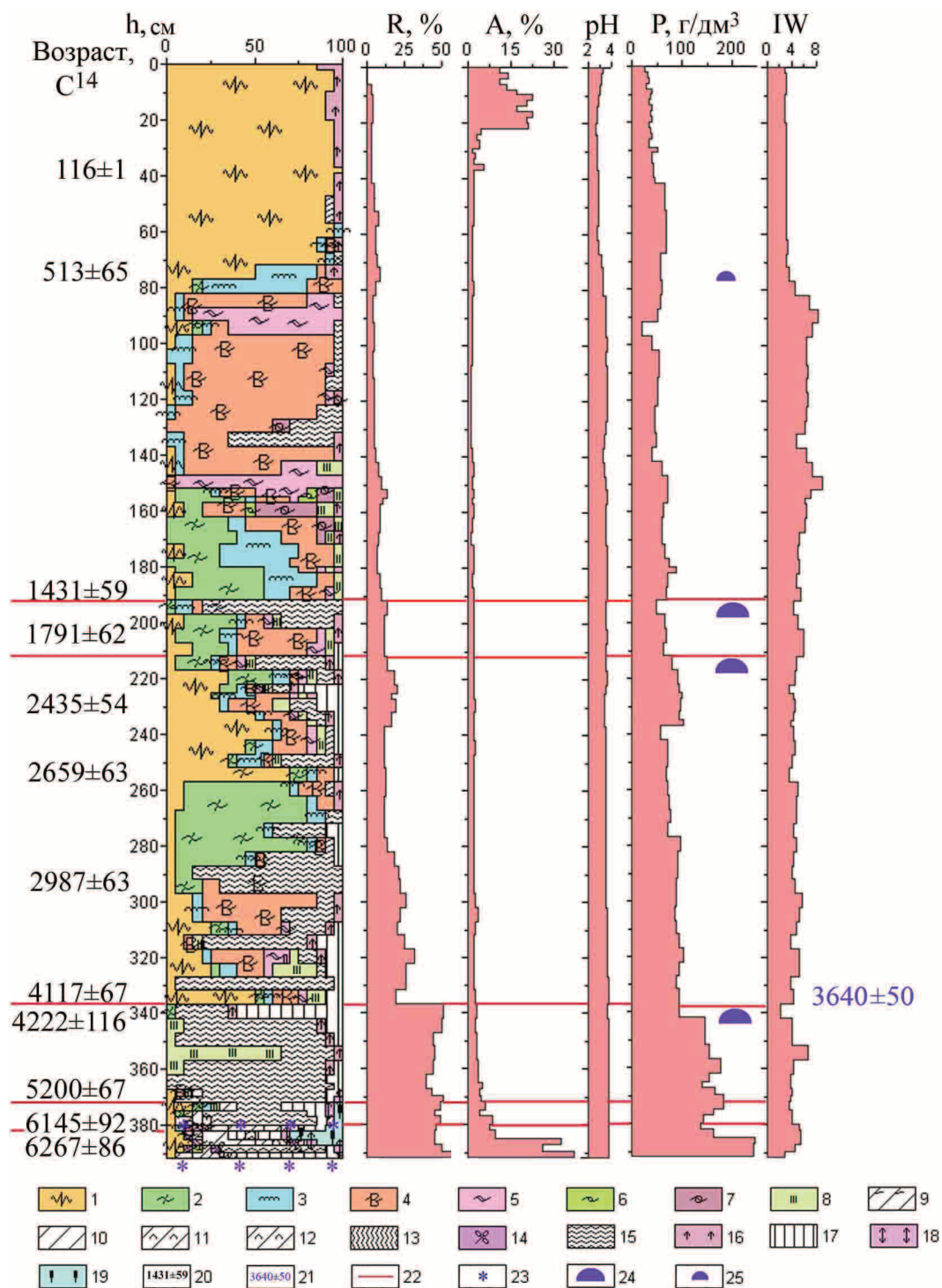
Предшествующими исследованиями нами выявлены и неоднократно датированы основные ПСР в торфяных отложениях лесной зоны Западной Сибири [37], что позволяет оценить степень достоверности вновь полученных радиоуглеродных дат и, при необходимости, использовать даты-аналоги. В связи с тем, что одна радиоуглеродная дата оказалась удрежденной, она была заменена датой аналогичного ПСР другого торфяного разреза.

После пересчета интерполяционных послойных возрастов внесены соответствующие изменения на кривых палеогидрологических режимов. Для стадии ММ крупных бугров пучения принята ступень  $IW$  равная 1, для озер – 10. Полученные палеогидрологические кривые торфяного разреза сопоставлялись с палеоклиматическими кривыми лесной зоны Западной Сибири [38], которые были перестроены по калиброванным радиоуглеродным датам их экстремумов, а также с данными других реконструкций климата.

#### Результаты исследования и обсуждение

Согласно полученным данным, торфяная залежь исследованного разреза имеет глубину 2,62 м, является комплексной верховой, практически на всю глубину сложена верховыми торфами (рис. 1). Преобладают различные виды сфагновых торфов: мочажинный, комплексный, ангустифолиум, фускум. Нижний слой залежи образован





**Рис. 1.** Стратиграфическая колонка и свойства торфа разреза болота Средне-Васюганское. Растительные остатки: 1) *Sphagnum fuscum*; 2) *S. angustifolium*; 3) *S. magellanicum*; 4) *S. balticum*; 5) *S. majus*; 6) *S. jensenii*; 7) *S. fallax*; 8) шейхцерия; 9) *Carex rostrata*; 10) *C. lasiocarpa*; 11) *C. cespitosa*; 12) *C. appropinquata*; 13) тростник; 14) вахта; 15) пушица; 16) вересковые кустарнички; 17) древесные остатки; 18) ерник; 19) рогоз. Радиоуглеродные даты: 20) полученные, 21) аналог. Палеокриогенные процессы: 22) прекращение торфонакопления; 23) многолетнемерзлый водоупор; 24) крупный бугор пучения; 25) мелкий бугор пучения

**Fig. 1.** Stratigraphic column and features of peat in section of Sredne-Vasyuganskoe bog. Plant remains: 1) *Sphagnum fuscum*; 2) *S. angustifolium*; 3) *S. magellanicum*; 4) *S. balticum*; 5) *S. majus*; 6) *S. jensenii*; 7) *S. fallax*; 8) sheuchzerite; 9) *Carex rostrate*; 10) *C. lasiocarpa*; 11) *C. cespitosa*; 12) *C. appropinquata*; 13) reed; 14) bogbean; 15) cotton grass; 16) erica undershrub; 17) wood remains; 18) dwarf shrub birch; 19) reedmace. Paleocryogenic processes: 22) peat accumulation stopping; 23) permafrost aquiclude; 24) palsa; 25) small frost mound

преимущественно пушицевыми торфами. В целом от дна к поверхности разреза выражена общая тенденция закономерного уменьшения  $A$ ,  $R$ ,  $P$  в соответствии с нарастанием торфа и возрастанием  $IW$ . Долговременные, за 7145 лет,  $V_{пр}$  торфа,  $V_{ак}$  асв торфа, его  $OB$  и  $C$  равны, соответственно, 0,55 мм/год, 43,7, 41,5 и 20,4 г/м<sup>2</sup> в год.

### Нарушения эндогенного развития

Выявлены следующие нарушения: многократное чередование слоев разных грядовых и топяных сфагновых торфов, наличие многочисленных тонких прослоек, обогащенных остатками пушицы или древесины, пульсирующий и несогласованный характер изменения  $R$ ,  $P$  и  $IW$  по глубине залежи.

Кроме этого, в отличие от классических моделей роста болот, разработанных для регионов с океаническим климатом, имеющих экспоненциальный характер изменения и вогнутую форму [39], полученные нами кривые зависимости глуби-

на-возраст (рис. 2, а, вариант 1), и кумулятивная масса – возраст (рис. 2, б, вариант 1) состоят из нескольких линий регрессии и содержат выпуклые фрагменты.

Такие же нарушения выявлены ранее на континентальных болотах Канады [40–43]. Высказано предположение [43], что изменения формы кривой вызваны колебаниями в первичной продуктивности, уменьшение которой приводит к выпуклой форме кривой. По мнению авторов, выпуклый отрезок кривой связан с ограниченной влажностью континентального климата, изменением местной гидрологии, доступностью питательных веществ. Изменение угла наклона линий регрессии полученных нами моделей соответствует варьированию  $V_{пр}$  торфа и  $V_{ак}$  его  $OB$ , а выпуклые отрезки – уменьшению этих показателей. Кривые зависимости  $V_{пр}$  торфа (рис. 3, а),  $V_{ак}$   $OB$  торфа и  $C$  (рис. 4, а) от возраста имеют пульсирующий характер.

На фоне достаточно высоких показателей  $V_{пр}$ ,

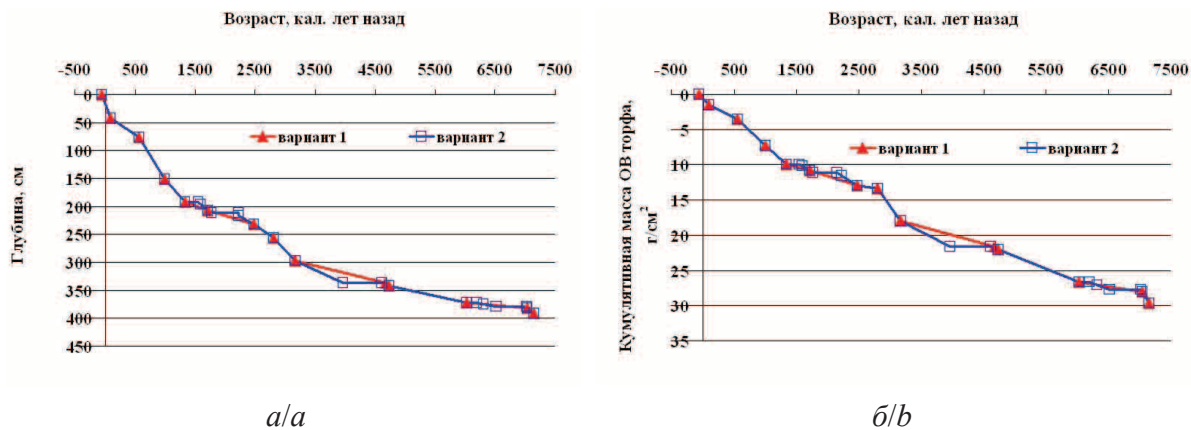


Рис. 2. Зависимости глубины (а) и кумулятивной массы органического вещества торфа (б) от возраста в торфяном разрезе болота Средне-Васюганское по двум вариантам расчета: 1) с непрерывным торфонакоплением; 2) с перерывами торфонакопления

Fig. 2. Dependence of depth (a) and cumulative mass of peat organic substance (b) on the age in peat section of Sredne-Vasyuganskoe bog by two variants of calculation: 1) with continuous peat accumulation; 2) with breaks in peat accumulation

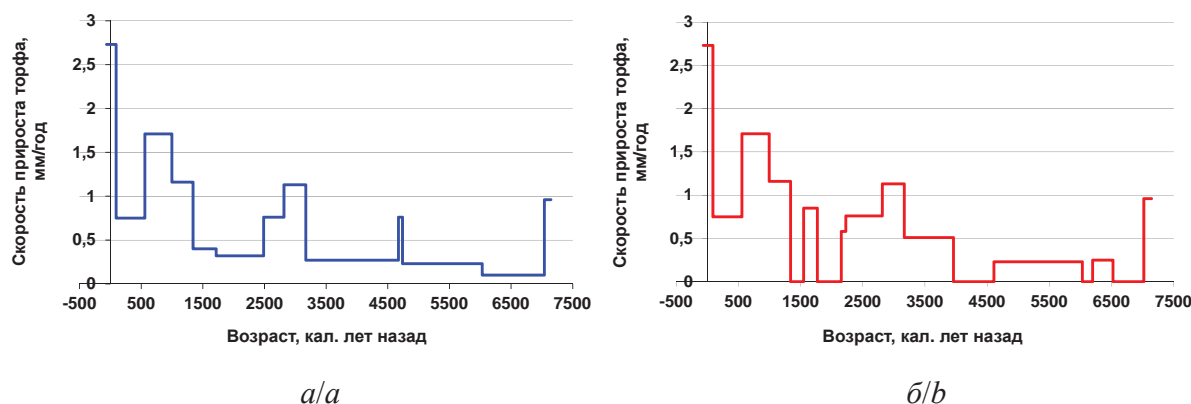
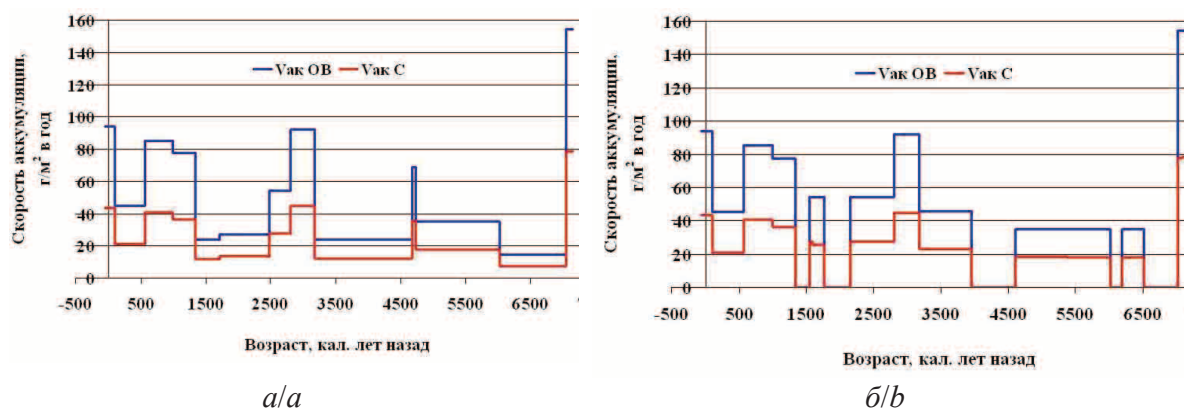


Рис. 3. Динамика скорости прироста торфа в торфяном разрезе болота Средне-Васюганское по двум вариантам расчета: а) с непрерывным торфонакоплением; б) с перерывами торфонакопления

Fig. 3. Dynamics of peat accumulation rate in peat section of Sredne-Vasyuganskoe bog by two variants of calculation: a) with continuous peat accumulation; b) with breaks in peat accumulation



**Рис. 4.** Динамика скорости аккумуляции органического вещества торфа и C в торфяном разрезе болота Средне-Васюганское по двум вариантам расчета: а) с непрерывным торфонакоплением; б) с перерывами торфонакопления

**Fig. 4.** Dynamics of rate of peat organic substance and C accumulation in peat section of Sredne-Vasyuganskoe bog by two variants of calculation: a) with continuous peat accumulation; b) with breaks in peat accumulation

$V_{ак}$  OB торфа и C: 0,7–1,7 (2,7) мм/год, 45,1–92,2 (154,1) и 20,8–45 (78,5) г/м<sup>2</sup> в год, более низкие показатели (0,2 мм/год, 35,1 и 17,7 г/м<sup>2</sup> в год) закономерны лишь для нижнего слоя залежи, отлагавшегося в условиях резко-переменного режима увлажнения, типичного для ранних стадий развития при суходольном заболачивании. При этом неравномерно низкие показатели торфонакопления (0,1 мм/год, 14,5 и 7,3 г/м<sup>2</sup> в год) в период 6145±92–5200±67 л. н., когда за 1000-летний период отложилось лишь 10 см торфа, однозначно свидетельствуют о наличии перерыва торфонакопления. В остальные три периода: 4117±67–2987±63 л. н., 2435±54–1791±62–1431±59 л. н. резкого снижения скорости торфонакопления (0,27–0,40 мм/год, 23,9–27,2 и 11,8–13,6 г/м<sup>2</sup> в год) отлагались преимущественно сфагновые топяные виды торфа. Следовательно, в данные периоды также имели место прекращения торфонакопления.

Одному из этих прекращений соответствует ПСР между глубинами 342 и 337 см. Ботанический состав, R и IW нижнего слоя свидетельствуют о значительном обсыхании поверхности болота, а его P – о последующем нахождении на дне вторичного озера. Верхний слой, судя по свойствам торфа и IW, отлагался в условиях высокого обводнения. Аналогичные ПС рубежи, нижний слой которых формировался в максимум похолодания 4300–4100 л. н., а верхний слой – в начале потепления SB2, около 3755–3650 л. н., неоднократно выявлялись нами на других болотах юга лесной зоны Западной Сибири: Бакчарское, Иксинское, Еловочное [37]. Высокая вероятность формирования в этот период бугра пучения подтверждает и близкий возраст (около 4300 л. н.) реликтового среднетаежного палза в долине р. Кети [44], а также реконструированных для этого периода и существующих в криолитозоне: около 4150 л. н. в Финской Лапландии [45], 4100 л. н. на северо-востоке Европейской части России, в долине р. Уса [46], 4260 л. н. в арктической Канаде [47]. Следователь-

но, перерыв торфонакопления имел криогенный характер и был обусловлен формированием крупного ММ бугра пучения, а затем термокарстового озера. На основании этого, мы считаем, что дата 4117±67 л. н. является удревненной и вместо нее была принята дата-аналог 3640±50 л. н. (ИМКЭС–11) или 3960 кал. л. н. разреза Иксинского болота [12].

Аналогичные по свойствам ПС рубежи были выявлены и между глубинами 217–212 и 197–192 см. Для перерасчета интерполяционных возрастов и показателей торфонакопления в соответствующие им периоды была использована  $V_{ак}$  OB нижезалегающего слоя. При этом для первого из этих периодов получен возраст прекращения торфонакопления с 2150 до 1770 кал. л. н. (2140–1850 л. н.). Начало этого прекращения совпадает с похолоданием [38], в максимум которого, около 2100 л. н., происходило криогенное прекращение накопления торфа даже на южнотаежных болотах, а возраст возобновления торфонакопления близок к возрасту зарастания термокарстовых озер на этих же и среднетаежных болотах [12]. Необходимо отметить, что прекращения аккумуляции торфа на южнотаежных болотах подтверждены датированием пар соседних образцов. Это был период активного формирования палза в криолитозоне многих регионов: около 2030 л. н. в Финляндии [45], 2300–2100 л. н. в Большеземельской тундре [48], 2300–2200 л. н. на северо-востоке Европейской части России, в долинах рек Уса и Роговая [49, 50] и на западе Уральских гор [51], 2400–2000 л. н. в субарктической Канаде [47, 52, 53].

Начало второго, менее продолжительного прекращения – 1550–1340 кал. л. н. (1660–1435 л. н.) – также совпадает с периодом сухого похолодания около 1700 л. н. [38]. Поэтому вполне вероятно, что оно было вызвано аналогичными криогенными процессами. Около 1600–1700 л. н. происходило пучение палза в субарктической и арктической Канаде [54–56], 1600–1500 л. н. – в северных и арктических регионах Финляндии [57].



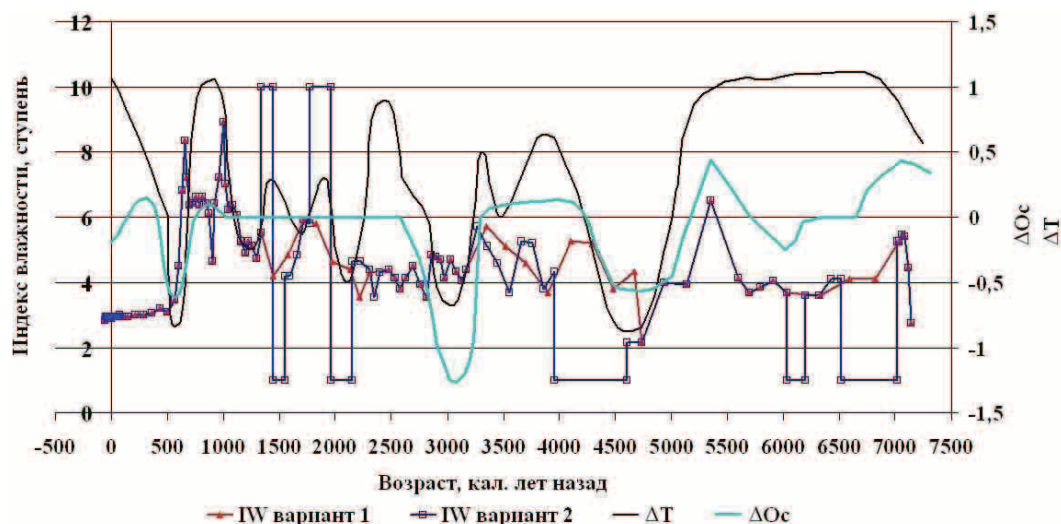


Рис. 5. Динамика палеогидрологического режима Средне-Васюганского болота и палеоклиматические кривые для лесной зоны Западной Сибири [38] по двум вариантам расчета: 1) с равномерным торфонакоплением; 2) с перерывами торфонакопления.  $\Delta T$  – средняя температура года и  $\Delta Oc$  – сумма осадков за год приведены как отклонения от современных показателей, в относительных величинах

Fig. 5. Dynamics of paleohydrologic mode of Sredne-Vasyuganskoe bog and paleoclimatic curves for forest zone in Western Siberia [38] by two variants of calculation: 1) with continuous peat accumulation; 2) with breaks in peat accumulation.  $\Delta T$  – the average temperature of the year and  $\Delta Oc$  – the total precipitation per year are given as deviations from current indices, in relative values

Косвенным подтверждением наличия перерывов торфонакопления является практически исчезновение полученной по первому варианту расчетов значительной асинхронности трендов реконструированных водных режимов (IW) болотных экотопов и влажностного режима регионального палеоклимата голоцена (рис. 4, вар. 1) при пересчете с допущением наличия перерывов торфонакопления (рис. 4, вар. 2).

#### Динамика палеосообществ, водных режимов и торфонакопления

Наиболее соответствует динамике показателей свойств торфа, IW и торфонакопления следующий сценарий развития. На хорошо дренированной песчаной террасе заболачивание березового леса через мезотрофное ерниково-пушицево-сфагновое сообщество со *Sphagnum fuscum* началось около 7145 кал. л. н. (6270±86 л.н.), в конце глобального похолодания АТ4 [58, 59], и инициировалось возрастанием глубины протаивания ММ грунтов и формированием надмерзлотной ворховодки. В начале последующего потепления около 7090 кал. л. н. при деградации ММ из-за неравномерной усадки грунтов сначала сформировалась комплексная мезотрофно-эвтрофная сосново-березово-осоковая согра с рогозом в сильно обводненных межствольных понижениях, затем, по мере возрастания дренирования территории, возросло обилие осок (*Carex cespitosa*, *C. lasiocarpa*, *C. rostrata*, *C. appropinquata*), и около 7040 кал. л. н. (6145±92 л. н.) торфонакопление прекратилось. В этот кратковременный период развития скорость торфонакопления была высокой.

Следующий 1100-летний период, соответствующий теплomu, но недостаточно влажному

концу АТ и началу глобального похолодания на границе АТ/SB [38, 60, 61], был неблагоприятен для торфонакопления на исследуемом участке болота. Вероятнее всего, торфонакопление возобновилось в мезотрофном облесенном пушицево-сфагновом сообществе в период непродолжительного похолодания около 6520 кал. л. н. (5700 л. н.) [62]. Согласно расчетным данным, около 6230 кал. л. н. (5500 л. н.), в термический максимум голоцена [61], произошло обсыхание и возрастание облешенности поверхности и торфонакопление прекратилось вплоть до следующего похолодания около 6030 кал. л. н. (5200 л. н.) [60, 61].

В холодный, в основном сухой период конца АТ3 и SB1 до 4600 кал. л. н. (около 4100 л. н.)  $V_{пр}$  и  $V_{ак}$  С также были низкими (0,23 мм/год, 17,7 г/м<sup>2</sup> в год). В олиготрофных пушицевых сообществах с единичными соснами и березами в условиях резкопеременного режима увлажнения отлагались торфа с высокими R и P. Лишь в середине периода, около 5350 кал. л. н. (4620 л. н.), в кратковременное влажное потепление возникла шейхцериевая топь. Около 4600 кал. л. н. (4100 л. н.), в экстремум сухого похолодания [38], произошло промерзание и пучение крупного ММ бугра пучения, а в начале последующего потепления – озера. Торфонакопление отсутствовало около 650 лет. Около 3960 кал. л. н. озеро заросло слабооблесенной мозаичной шейхцерииво-сфагновой топью со значительным участием *Sphagnum fuscum*.

В последующий период, сначала теплый SB2, а затем прохладный SB3, в условиях некоторого повышения влажности климата возросло обилие топяного мха *Sphagnum balticum*. Однако, вероятно в связи с незначительной толщиной слоя торфа,

болото продолжало чутко реагировать даже на кратковременные периоды аридизации. Об этом свидетельствует формирование прослоек пушицевого торфа около 3860 и 3550 кал. л. н. (3565 и 3320 л. н.) и относительно высокие показатели  $R$  и  $P$  торфа. Соответственно, невысокими были  $V_{пр}$  и  $V_{ак} C$  (0,51 мм/год и 23,0 г/м<sup>2</sup> в год).

Около 3170 кал. л. н. (2987 ± 63 л. н.), в условиях сухого глобального похолодания на границе SB/SA [38, 59], возросло обилие пушицы. Однако здесь, в отличие от других исследованных нами разрезов данного региона, торфонакопление не прекратилось. Около 2970 кал. л. н. (2850 л. н.) обводненность болота повысилась, судя по возрастанию обилия *Sphagnum angustifolium* и понижению  $R$  и  $P$  торфа. Вероятно, это было обусловлено уменьшением континентальности климата.  $V_{пр}$  и  $V_{ак} C$  достигли максимальных значений (1,13 мм/год и 45 г/м<sup>2</sup> в год).

Около 2815 кал. л. н. (2659 ± 63 л. н.), вероятно, возрастание континентальности климата обусловило быструю смену на сообщество со *Sphagnum fuscum*. Стадия была непродолжительной. Около 2690 кал. л. н. (2600 л. н.) в условиях влажного потепления [38] обводненность возросла, появились топяные сфагновые мхи (*Sphagnum balticum*, *S. majus*). Однако около 2490 кал. л. н. (2435 ± 54 л. н.), судя по возрастанию облесенности, обилия пушицы,  $R$  и  $P$  торфа, началось обсыхание болота, продолжавшееся, согласно расчетам, до 2150 кал. л. н. (2140 л. н.). В эти периоды уменьшились  $V_{пр}$  и  $V_{ак} C$  (0,76–0,58 мм/год и 27,4 г/м<sup>2</sup> в год). В конце стадии в условиях сухого похолодания [38] произошло промерзание торфяной залежи и пучение крупного бугра с прекращением торфонакопления, а в последующий теплый период – формирование термокарстового озера, которое около 1850 л. н. заросло мозаичной сфагнувой топью со *Sphagnum angustifolium* и *S. balticum*.

Около 1550 кал. л. н. (1660 л. н.) в условиях похолодания [38] вновь было проявление аналогичных криогенных процессов, но с менее продолжительным прекращением торфонакопления.

Уже около 1340 кал. л. н. (1431 ± 59 л. н.), в условиях начавшейся аридизации климата [38], термокарстовое озеро заросло мозаичной сплавной из *Sphagnum angustifolium*, *S. magellanicum* и *S. balticum*. Эта сплавина просуществовала в условиях прохладного климата практически в неизменном виде до 1080 кал. л. н. (1180 л. н.).  $V_{пр}$  и  $V_{ак} C$  повысились (1,16 мм/год и 36,5 г/м<sup>2</sup> в год).

В последующий теплый, влажный период малого климатического оптимума SA3 [38] появился *S. fallax*, а около 1000 кал. л. н. (1063 ± 68 л. н.) сформировалась проточная, судя по возрастанию  $R$  и  $P$ , топь со *S. majus*. Однако уже через 40 лет абсолютным доминантом мохового покрова стал *Sphagnum balticum*, и в таком, практически неизменном, виде топь существовала в прохладных влажных условиях Малого Ледникового Периода

(МЛП). Были лишь две кратковременные стадии изменения водного режима: около 900 кал. л. н. – уменьшение обводненности, с формированием пушицево-сфагнувой топи, и около 670 кал. л. н. – значительного ее возрастания, с доминированием *S. majus* и, вполне вероятно, кратковременно существовавшим озерком.  $V_{пр}$  и  $V_{ак} C$  еще повысились (1,71 мм/год и 40,6 г/м<sup>2</sup> в год).

Около 590 кал. л. н. в период одного из сухих минимумов МЛП началось обсыхание болота, доминирование менее гидрофильного *Sphagnum magellanicum*, а около 560 кал. л. н. (513 ± 65 л. н.) сформировалось сообщество со *Sphagnum fuscum*, существующее до настоящего времени. В это время на многих южнотаежных и даже подтаежных болотах: Бакчарское, Еловочное, Аргатьюл, Темное [10–12], происходило пучение крупных ММ бугров с прекращением торфонакопления. На исследуемом болоте  $V_{пр}$  и  $V_{ак} C$  лишь понизились до 0,75 мм/год и 20,8 г/м<sup>2</sup> в год. При этом немного повысилась  $R$ , а  $P$  стала непропорционально высокой – до 68, при типичной 30–40 г/дм<sup>3</sup> для фускум-торфа верхних слоев залежей. Это позволяет нам высказать предположение о формировании многолетнемерзлого мелкого сфагнувого бугра пучения.

Около 90 кал. л. н. (11, ± 1 л. н.) наступила современная талая стадия низкого ярама и начал отлагаться практически неразложившийся фускум-торф.  $V_{пр}$  и  $V_{ак} C$  повысились до 2,71 мм/год и 43,3 г/м<sup>2</sup> в год.

#### Выводы

На основании реконструкции динамики растительных сообществ, водного режима и аккумуляции торфа и углерода среднетаежного олиготрофного Средне-Васюганского болота выявлены:

- многочисленные нарушения аутогенного развития болота частыми (вековыми и внутривековыми) сменами гидротермического режима климата и палеокриогенными процессами;
- инициация и пульсирующий характер заболачивания хорошо дренированной песчаной террасы под влиянием деградации многолетнемерзлого водоупора около 7145 кал. л. н. и его формирования около 6520 кал. л. н.;
- прерывистый характер накопления торфа и  $C$  с неоднократными прекращениями около 4600–3960, 2150–1770 и 1550–1340 кал. л. н. в связи с формированием крупных многолетнемерзлых бугров пучения в сухие похолодания и термокарстовых озер в последующие потепления;
- максимальная активизация процесса накопления ОВ верхового торфа (77,6–92,2 г/м<sup>2</sup> в год) и  $C$  (36,6–45,0 г/м<sup>2</sup> в год) во влажные, как прохладные (около 2930 и 1340 кал. л. н.), так и теплый (около 1000 кал. л. н.) периоды;
- максимально влажные стадии развития (кроме термокарстовых озер и стадий зарастания их сплавидами) около 5350, 3760, 3264, 3025, 2852, 1120–920, 870–600 кал. л. н.;



- максимальное влияние на функциональное состояние болота сухих похолоданий и влажных потеплений.

Полученные данные реконструкции функционального состояния болота в основном хорошо согласуются с данными реконструкций регионально-го и глобального климата голоцена.

Учет палеокриогенных процессов, использование авторской радиоуглеродной базы данных палеостратиграфических рубежей в торфяных отложе-

ниях лесной зоны Западной Сибири и предлагаемой методики расчета послойных интерполяционных дат по скорости аккумуляции ОБ торфа слоев-аналогов позволили значительно повысить качество реконструкции функционального состояния болота, получить объективные данные по динамике аккумуляции торфа и С.

*Автор выражает благодарность болотоведу, канд. биол. наук В.А. Базанову за предоставленный для исследования торфяной керн Средне-Васюганского болота.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барышников М.К. Осоково-гипновые болота Западного Васюганья (Нарымский край) // Бюл. Ин-та луговой и болотной культуры им. проф. В.Р. Вильямса. – 1929. – Вып. 2. – 37 с.
2. Львов Ю.А. Болота Тым-Вахского междуречья // Природа и экономика севера Томской области (Материалы комплексной экспедиции по изучению природных условий, естественных ресурсов и экономики нефтегазоносных районов Томской области). – Томск, Изд-во Том. ун-та, 1977. – С. 118–133.
3. Мульдьяров Е.Я. Мерзлотный торфяник на междуречье Кети и Чулыма // Ледники и климат. – Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1987. – С. 84–85.
4. Березин А.Е. Болота бассейна Среднего и Верхнего Васюгана // Чтения памяти Ю.А. Львова: Сб. статей / под ред. Г.Ф. Плеханова. – Томск: Из-во НИИ Биологии и Биофизики при Томском гос. университете, 1995. – С. 56–59.
5. Дюкарев А.Г., Пологова Н.Н. Современные криоморфозы в ландшафтах южной тайги Западной Сибири // География и природные ресурсы. – 2007. – № 1. – С. 96–100.
6. Васильчук Ю.В. Современное положение южной границы зоны многолетнемерзлых пород Западно-Сибирской низменности // Криосфера Земли. – 2013. – Т. XVII. – № 1. – С. 17–27.
7. Прейс Ю.И. Криогенез болотообразовательного процесса на территории Большого Васюганского болота // Большое Васюганское болото. Современное состояние и процессы развития / под ред. М.В. Кабанова. – Томск: Изд-во Ин-та оптики атмосферы СО РАН, 2002. – С. 45–63.
8. Прейс Ю.И., Карпенко Л.В. Особенности стратиграфии, динамики и генезиса олиготрофного грядово-мочажинного комплекса в междуречье Оби и Васюгана (среднетаежная подзона Западной Сибири) // Известия Томского политехнического университета. – 2005. – Т. 308. – № 1. – С. 48–53.
9. Прейс Ю.И. Региональные особенности болотообразовательного процесса в лесной зоне Западной Сибири // Актуальные проблемы геоботаники: Тезисы докладов III Всерос. школы-конф. – Петрозаводск, 2007. – Т. 2. – С. 132–136.
10. 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.
11. Прейс Ю.И., Курьина И.В. Реконструкция высокого разрешения палеозокоптов 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.
12. Прейс Ю.И. Палеокриогенные процессы в торфяных отложениях юга лесной зоны Западной Сибири // Климатология и гляциология Сибири: Матер. Междунар. науч.-практ. конф. – Томск, 2012. – С. 226–227.
13. Васильчук А.К. Палинология и хронология полигонально-жильных комплексов в криолитозоне России. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2007. – 488 с.
14. Нейштадт М.И. Мировой природный феномен – заболоченность Западно-Сибирской равнины // Известия АН СССР. – Сер. география. – 1971. – № 1. – С. 21–34.
15. Гиличинский Д.А. Сезонная криолитозона Западной Сибири. – М.: Наука, 1986. – 143 с.
16. Коженкова З.П., Рутковская Н.В. Климат Томской области и его формирование // Вопросы географии Сибири. – Томск: Изд-во Томского университета, 1966. – Вып. 6. – С. 3–39.
17. Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных. URL: <http://aisori.meteo.ru/ClimateR> (дата обращения: 05.09.2014).
18. Торфяные месторождения и их разведка / С.Н. Тюрменов, И.Ф. Ларгин, С.Ф. Ефимова, Е.И. Скобева. – М.: Недра, 1977. – 264 с.
19. Лиштван И.И., Король Н.Т. Основные свойства торфа и методы их определения. – Минск: Наука и техника, 1975. – 318 с.
20. Stuiver M., Reimer P.J. CALIB 5.0.1 Calib Radiocarbon Calibration Program. 1989–2005.
21. Stuiver M., Reimer P.J., Reimer R.W. CALIB 5.0.1 Manual. – 2005. URL: <http://www.calib.qub.ac.uk/crev50/manual/> (дата обращения: 21.02.2011).
22. 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.
23. Выпуклые бугры пучения многолетнемерзлых торфяных массивов / Ю.К. Васильчук, А.К. Васильчук, Н.А. Буданцева, Ю.Н. Чижова / под ред. Ю.К. Васильчука. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2008. – 571 с.
24. Preis Yu.I., Antropova N.A. Permafrost as a main factor of formation of Western Siberia peatlands // Торфяники Западной Сибири и цикл углерода: прошлое и настоящее: Матер. Междунар. полевого симпозиума. – Ноябрьск, 2001. – С. 197–201.
25. Малясова Е.С., Новиков С.М., Усова Л.И. Динамика торфонакопления и процесс образования бугристых болот Западной Сибири // Ботанический журнал. – 1991. – Т. 76. – № 9. – С. 1227–1237.
26. Тыртиков А.П. Влияние растительного покрова на промерзание и протаивание грунтов. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1969. – 192 с.
27. Тыртиков А.П. Лес на северном пределе в Азии. – М.: КМК, 1995. – 144 с.
28. Vitt D.H., Halsey L.A., Zoltai S.C. The Bog Landforms of Continental Western Canada in Relation to Climate and Permafrost Patterns // Arctic and Alpine Research. – 1994. – V. 26. – № 1. – P. 1–13.
29. Косых Н.П., Мироничева-Токарева Н.П., Паршина Е.К. Биологическая продуктивность болот лесотундры Западной Сиби-

- ри // Вестник Томского гос. пед. ун-та. – 2008. – Вып. 4. – № 78. – С. 53–57.
30. Косых Н.П., Коронатова Н.Г. Изменение линейного прироста и продукции двух видов сфагновых мхов по широтному градиенту // Торфяники Западной Сибири и цикл углерода: прошлое и настоящее: Матер. Четвертого Междунар. полевого симпозиума. – Новосибирск, 2014. – С. 186–188.
  31. The disappearance of relict permafrost in boreal North America: effects on peatland carbon storage and fluxes / M.R. Turetsky, R.K. Wieder, D.H. Vitt, R.J. Evans, K.D. Scott // *Global Change Biology*. – 2007. – V. 13. – № 9. – P. 1922–1934.
  32. Robinson S.D., Moore T.R. The influence of permafrost and fire upon carbon accumulation in high boreal peatlands, Northwest Territories, Canada // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. – 2000. – V. 32. – № 2. – P. 155–166.
  33. Lamarre A., Garneau M., Asnong H. Holocene paleohydrological reconstruction and carbon accumulation of a permafrost peatland using testate amoeba and macrofossil analyses, Kuujuarapik, subarctic Quebec, Canada // *Review of Palaeobotany and Palynology*. – 2012. – V. 186. – P. 131–141.
  34. Hunt S., Yu Z., Jones M. Lateglacial and Holocene climate, disturbance and permafrost peatland dynamics on the Seward Peninsula, western Alaska // *Quaternary Science Reviews*. – 2013. – V. 63. – № 1. – P. 42–58.
  35. A 2200-Year Record of Permafrost Dynamics and Carbon Cycling in a Collapse-Scar Bog, Interior Alaska / M.C. Jones, R.K. Booth, Z. Yu, P. Ferry // *Ecosystems*. – 2013. – V. 16. – Iss. 1. – P. 1–19.
  36. Lapshina E.D., Pologova N.N. Carbon accumulation // *Carbon Storage and Atmospheric Exchange by West Siberian Peatlands* / Eds. W. Bleuten, E.D. Lapshina – Utrecht: Utrecht University Press, 2001. – P. 50–68.
  37. Преис Ю.И. Палеостратиграфические рубежи в торфяных отложениях Западной Сибири // Десятое Сибирское совещание по климатологическому мониторингу: Тезисы Рос. конф. – Томск, 2013. – С. 251–253.
  38. 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 Института археологии и этнографии СО РАН, 2002. – С. 48–57.
  39. Clymo R.S. Limits to peat bog growth // *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B*. – 1984. – V. 303. – P. 605–654.
  40. Kubiw H., Hickman M., Vitt D.H. The developmental history of peatlands at Muskiki and Marguerite lakes, Alberta // *Canadian Journal of Botany*. – 1989. – V. 67. – P. 3534–3544.
  41. Kuhry P. The palaeoecology of a treed bog in western boreal Canada: a study based on microfossils, macrofossils and physicochemical properties // *Review of Palaeobotany and Palynology*. – 1997. – V. 6. – P. 183–224.
  42. Kuhry P., Vitt D.H. Fossils carbon/nitrogen ratios as a measure of peat decomposition // *Ecology*. – 1996. – V. 77. – P. 271–275.
  43. Carbon sequestration in western Canadian peat highly sensitive to Holocene wet-dry climate cycles at millennial timescales / Z. Yu, I.D. Campbell, C. Campbell, D.H. Vitt, G.C. Bond, M.J. Apps // *The Holocene*. – 2003. – V. 13. – № 6. – P. 801–808.
  44. Blyakharchuk T.A., Sulzerzhitsky L.D. Holocene vegetational and climatic changes in the forest zone of Western Siberia according to pollen records from the extrazonal palsa bog Bugristoye // *The Holocene*. – 1999. – V. 9. – № 5. – P. 621–628.
  45. Salmi M. Present development stages of palsas in Finland // *Virgin peatlands: The Proceedings of the 4<sup>th</sup> International Peat Congress*. – Otaniemi, Finland, 1972. – V. 1. – P. 121–141.
  46. Радиоуглеродные датировки и голоценовая динамика бугров пучения в долине реки Уса / Ю.К. Васильчук, А.К. Васильчук, Н.А. Буданцева, Е.М. Волкова, Л.Д. Сулержицкий, Ю.Н. Чижова, Х. Юнгер // *Доклады Российской АН*. – 2002. – Т. 384. – № 3. – С. 396–401.
  47. Bhiry N., Payette S., Robert E.C. Peatland development at the arctic tree line (Québec, Canada) influenced by flooding and permafrost // *Quaternary Research*. – 2007. – V. 67. – P. 426–437.
  48. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Сулержицкий Л.Д. Радиоуглеродная хронология бугров пучения Большеземельской тундры // *Доклады Академии наук*. – 2003. – Т. 393. – № 1. – С. 101–105.
  49. Oksanen P.O., Kuhry P., Alekseeva R.N. Holocene development of the Rogovaya River peat plateau, East-European Russian Arctic // *The Holocene*. – 2001. – V. 11. – № 1. – P. 25–40.
  50. Oksanen P.O., Kuhry P., Alekseeva R.N. Holocene development and permafrost history of the Usinsk mire, northeast European Russia // *Geographie Physique et Quaternaire*. – 2003. – V. 57. – № 2–3. – P. 169–187.
  51. European Russian Arctic / J. Routh, G. Hugelius, P. Kuhry, T. Filley, P.K. Tillman, M. Becher, P. Crill // *Chemical Geology*. – 2014. – V. 368. – P. 104–117.
  52. Payette S., Filion L. Holocene water-level fluctuations of a subarctic lake at the tree line in northern Quebec // *Boreas*. – 1993. – V. 22. – Iss. 1. – P. 7–14.
  53. Kuhry P. Late Holocene permafrost dynamics in two Subarctic peatlands of the Hudson Bay Lowlands (Manitoba, Canada) // *Eurasian soil science*. – 1998. – V. 31. – № 5. – P. 529–534.
  54. Washburn A.L., Stuiver M. Radiocarbon dates from Cornwallis Island area, Arctic Canada – an interim report // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1985. – V. 22. – № 4. – P. 630–637.
  55. Payette S., Delwaide A. Recent permafrost Dynamics of subarctic wetlands forests over the past 1500 years // *Ecological Monographs*. – 2004. – V. 74. – P. 373–391.
  56. Bhiry N., Robert E.C. Reconstruction of changes in vegetation and trophic conditions of a palsa in a permafrost peatland, subarctic Quebec, Canada // *Écoscience*. – 2006. – V. 13. – № 1. – P. 56–65.
  57. Seppälä M. Palsa mires in Finland // *The Finnish environment*. – 2006. – V. 23. – P. 155–162.
  58. Зубаков В.А. Глобальные климатические события плейстоцена. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 288 с.
  59. Карпенко Л.В. Взаимосмены леса и болота в среднетаежной части Западной Сибири: автореф. дис. ... канд. биол. наук. – Красноярск, 1997. – 19 с.
  60. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии: опыт трансконтинентальной корреляции этапов развития растительности и климата. – М.: Наука, 1977. – 200 с.
  61. Климанов В.А. Особенности изменения климата Северной Евразии в позднеледниковье и голоцене // *Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отделение геологии*. – 1994. – Т. 69. – Вып. 1. – С. 58–62.
  62. Клименко В.В., Климанов В.А., Федоров М.В. История средней температуры Северного полушария за последние 11000 лет // *Доклады РАН*. – 1996. – Т. 348. – № 1. – С. 111–114.

Поступила 13.11.2014 г.

UDK 556.56:551.583:56.074.6(571.1)

## DETAILED RECONSTRUCTION OF BOG FUNCTIONAL STATE AS A RESPONSE TO CONTINENTAL CLIMATE CHANGES IN HOLOCENE (THE MIDDLE TAIGA OF WESTERN SIBERIA)

Yulia I. Preis,

Cand. Sc., Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems  
of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,  
10/3, Academicheskoy Avenue, Tomsk, 634021, Russia.  
E-mail: preisyui@rambler.ru

The relevance of the discussed issue is caused by the need to develop short-term forecasts of the landscape functional state and climate of Western Siberia considering regional mire response to the changes in the Holocene climate.

**The main aim of the study** is the detailed reconstruction of the dynamics of plant communities, water regimes and peat accumulation of middle taiga bog considering the influence of paleocryogenic processes.

**The methods used in the study:** detailed (1–5 cm) study of the macrofossils composition and physico-chemical properties of peat, radiocarbon dating (13 dates) peat deposit; reconstruction of phytocenoses and water regimes by traditional paleoecological methods, reconstruction of paleocryogenic processes based on the system-evolutionary methodical approach of searching violations in autogenous mire development and complex of bio-indicators from permafrost zone; author's method of adjusting the chronology with account of peat accumulation stopping; comparative analysis of the obtained data and regional climate reconstructions.

**The results.** The author has carried out the reconstruction of the dynamics of plant communities, water regime and peat and carbon accumulation and identified numerous violations of autogenous bog development caused by frequent changes in climate hydrothermal regime and paleocryogenic processes. Initiation and pulsating character of paludification of well-drained sandy terraces are caused by the influence of degradation of waterproof permafrost ca. 7145 cal. BP, and its formation ca. 6520 cal. BP. Peat accumulation stopping ca. 4600–3950, 2150–1770 and 1550–1340 cal. BP is conditioned by formation of Palsa in dry cooling and thermokarst pools in the subsequent warming. Along with pools and their floating, the wettest stages of development were ca. 5350, 3760, 3264, 3025, 2852, 1120–920, 870–600 cal. BP. Long-term carbon accumulation rate is equal to 20.4 g m<sup>2</sup> yr<sup>-1</sup> with maximum rates 40.6–45.0 g m<sup>2</sup> yr<sup>-1</sup> in cooling, mostly wet ca. 3170–2815 cal. BP, wet warming and cooling ca. 1000–560 cal. BP. It was shown that account of paleocryogenic processes, use of date-analogs and peat layer-analogs can significantly improve the quality of the reconstruction of the mire functional state and obtain objective dates on dynamics of peat and C accumulation.

### Key words:

Peat deposit, reconstruction, plant communities, water regime, peat accumulation, permafrost, climate, Holocene, middle taiga, Western Siberia.

The author gives thanks to a bog scientist, V.A. Bazanov, Cand. Sc., for peat core of Sredne-Vasyuganskoe bog.

### REFERENCES

1. Baryshnikov M.K. Osokovo-gipnovye bolota Zapadnogo Vasyugania (Narimsky kray) [Sedge-hypnum mire of West Vasyuganie (Narymsky edge)]. *Bulleten Instituta lugovoy i bolotnoy kulturi Prof. V.R.Vilyamsa*, 1929, vol. 2, 37 p.
2. Lvov Yu.A. Bolota Tym-Vakhskogo mezhdurechya [Mires of Tym-Vakh rivers interfluvium]. *Priroda i ekonomika severa Tomskoy oblasti (materiali kompleksnoy ekspeditsii po izucheniyu prirodnykh uslovy, estestvennykh resursov i ekonomiki neftegazonnykh rayonov Tomskoy oblasti)* [Nature and economy of the north of Tomsk area (materials complex expedition for studying the natural environment, natural resources and economy of oil and gas areas of the Tomsk area)]. Tomsk, Tomsk University Publ., 1977. pp. 118–133.
3. Muldiyarov E.Ya. Merzlotny torfyanik na mezhdureche Ket i Chulima [Permafrost peatland in the area between Ket and Chulym]. *Ledniki i klimat*. Tomsk, Tomsk University Publ., 1987. pp. 84–85.
4. Berezin A.E. Bolota basseyna Srednego i Verkhnego Vasyugana [Mires of basin of Middle and Upper Vasyugan]. *Chiteniya pamyati Yu.A. Lvova: Sbornik statey*. Ed. by G.F. Plekhanov. Tomsk, Research Institute of Biology and Biophysics of Tomsk University Publ., 1995. pp. 56–59.
5. Dyukarev A.G., Pologova N.N. sovremennyye kriomorfozy v ladshafakh yuzhnoy taigi Zapadnoy Sibiri [Contemporaneous cryomorphoses in landscapes of southern taiga in West Siberia]. *Geografiya i prirodnykh resursy – Geography and Natural Resources*, 2007, no. 1, pp. 96–100.
6. Vasilchuk Yu.V. Sovremennoe polozhenie yuzhnoy granitsi zony mnogoletnemerzlykh porod Zapadno-Sibirskoy nizmennosti [Current situation of the southern boundary of the permafrost zone of the West Siberian Lowland]. *Kriosfera Zemli*, 2013, vol. XVII, no. 1, pp. 17–27.
7. Preis Yu.I. Kriogenez bolotoobrazovatel'nogo protsessa na territorii Bolshogo Vasyuganskogo bolota [Cryogenesis of mire formation in the Great Vasyugan bog]. *Bolshoe Vasyuganskoe boloto. Sovremennoe sostoyanie i protsessy razvitiya* [The Great Vasyugan Bog. Current status and evolution processes]. Ed. by M.V. Kabanov. Tomsk, Institute of Atmospheric Optics of SB RAN Publ., 2002. pp. 45–63.
8. Preis Yu.I., Karpenko L.V. Osobennosti stratigrafii, dinamiki i genezisa oligotrofnogo gryadovo-mochazhinnogo kompleksa v mezhdureche Obi i Vasyugana (srednetazhnaya podzona Zapadnoy Sibiri) [Features of stratigraphy, dynamics and genesis of the oligotrophic ridge-hollow complex in the interfluvium of the Ob and the Vasyugan rivers (middle taiga subzone of Western Siberia)]. *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University*, 2005, vol. 308, no. 1, pp. 48–53.
9. Preis Yu.I. Regionalnye osobennosti bolotoobrazovatel'nogo protsessa v lesnoy zone Zapadnoy Sibiri [Regional features of mire formation in the forest zone of Western Siberia]. *Tezisy dokladov III Vserossiyskoy shkoly-konferentsii «Aktualnye problemy geobotaniki»* [Abstr. 3<sup>rd</sup> All-Rus. School-Conf. Actual problems of Geobotany]. Petrozavodsk, 2007. Vol. 2, pp. 132–136.
10. Preis Yu.I., Bobrov V.A., Budashkina V.V., Gavshin V.M. Otsenka potokov mineral'nogo veshchestva po svoystvam torfyanikh



- otlozheniy Bakcharskogo bolota (yuzhnaya tayga Zapadnoy Sibiri) [Estimate of flows of mineral matter 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.
11. 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 paleoekotopes 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.
  12. 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]. *Materialy Mezhdunarodnoy Nauchno-Prakticheskoy Konferentsii «Klimatologiya i glyatsiologiya Sibiri»* [Proc. Int. Scient. and Pract. Conf. Climatology and glaciology of Siberia]. Tomsk, 2012. pp. 226–227.
  13. Vasilchuk A.K. *Palinologiya i khronologiya poligonalno-zhilnykh kompleksov v kriolitozone Rossii* [Palynology and chronology of polygonal ice wedge complexes in Russia permafrost area]. Moscow, Moscow University Press, 2007. 488 p.
  14. Neustadt M.I. Mirovoy pripodny fenomen – zabolochennost Zapadno-Sibirskoy ravniny [World natural phenomenon – paludification of West Siberian plain]. *Izvestiya Akademii Nauk SSSR ser. Geografiya*. – *Bulletin of USSR Academy of Science. Geography*, 1971, no. 1, pp. 21–34.
  15. Gilichinskiy D.A. *Sezonnaya kriolitozona Zapadnoy Sibiri* [Seasonal permafrost area in Western Siberia]. Moscow, Nauka Publ., 1986. 143 p.
  16. Kozhenkova Z.P., Rutkovskaya N.V. *Klimat Tomskoy oblasti i ego formirovaniye* [The climate of the Tomsk region and its formation]. *Voprosy geografii Sibiri* [Questions of geography of Siberia]. Tomsk, Tomsk University Press, 1966. Vol. 6, pp. 3–39.
  17. *The All-Russian Research Institute of Hydrometeorological Information – World Data Center*. Available at: <http://aisori.meteo.ru/ClimateR> (accessed 05 September 2014).
  18. Tyuremnov S.N., Largin I.F., Efimova S.F., Skobeeva E.I. *Torfyanye mestorozhdeniya i ikh razvedka* [Peat deposits and their exploration]. Moscow, Nedra Publ., 1977. 264 p.
  19. Lishvan I.I., Korol N.T. *Osnovnye svoystva torfa i metody ikh opredeleniya* [Basic properties of peat and methods for their determination]. Minsk, Nauka i tekhnika Publ., 1975. 318 p.
  20. Stuiver M., Reimer P.J. 1989–2005, CALIB 5.0.1 Calib Radiocarbon Calibration Program.
  21. Stuiver M., Reimer P.J., Reimer R.W. 2005, *CALIB 5.0.1 Manual*. Available at: <http://www.calib.qub.ac.uk/crev50/manual/> (accessed 21 February 2011).
  22. Elina G.A., Yurkovskaya T.K. *Metody opredeleniya paleogidrologicheskogo rezhima kak osnova obektivizatsii prichin suksessii rastitelnosti bolot* [Methods for determining paleogidrological regime as the basis objectification of the causes of mire vegetation successions]. *Botanicheskii zhurnal*, 1992, vol. 77, no. 7, pp. 120–124.
  23. Vasilchuk Yu.K., Vasilchuk A.K., Budantseva N.A., Chizhova Yu.N. *Vypuklye bugry pucheniya mnogoletnemerzlykh torfyanykh massivov* [Palsa of frozen peat mires]. Ed. by Yu.K. Vasilchuk. Moscow, Moscow University Press, 2008. 571 p.
  24. Preis Yu.I., Antropova N.A. Permafrost as a main factor of formation of Western Siberia peatlands. *Materialy Mezhdunarodnogo polevogo simpoziuma «Torfyanski Zapadnoy Sibiri i tsikl ugleroda: proshloe i nastoyashchee»* [Proc. Int. field symp. West Siberian Peatlands and Carbon Cycle: Past and Present]. Novyabrsk, 2001. pp. 197–201.
  25. Malyasova E.S., Novikov S.M., Usova L.I. *Dinamika torfonakopleniya i protsess obrazovaniya bugaristnykh bolot Zapadnoy Sibiri* [Dynamics of peat accumulation and palsa mires formation of Western Siberia]. *Botanicheskii zhurnal*, 1991, vol. 76, no. 9, pp. 1227–1237.
  26. Tyrtikov A.P. *Vliyanie rastitel'nogo pokrova na promerzanie i protaivanie gruntov* [Vegetation effects on freezing and thawing of soils]. Moscow, Moscow University Press, 1969. 192 p.
  27. Tyrtikov A.P. *Les na severnom predele v Azii* [Forest at the northern limit in Asia]. Moscow, Tovarishchestvo nauchnykh izdaniy KMK Publ., 1995. 144 p.
  28. Vitt D.H., Halsey L.A. and Zoltai S.C. The Bog Landforms of Continental Western Canada in Relation to Climate and Permafrost Patterns. *Arctic and Alpine Research*, 1994, vol. 26, no. 1, pp. 1–13.
  29. Kosykh N.P., Mironycheva-Tokareva N.P., Parshina E.K. *Biologicheskaya produktivnost bolot lesotundry Zapadnoy Sibiri* [Biological productivity of forest-tundra mires in Western Siberia]. *Vestnik Tomskogo gos. pedagogicheskogo universiteta. – Tomsk State Pedagogical University Bulletin*, 2008, vol. 4, no. 78, pp. 53–57.
  30. Kosykh N.P., Koronatova N.G. *Izmeneniye lineynogo prirosta i produktivnosti dvukh vidov sfagnovykh mkhov po shirotnomu gradientu* [Changing of linear growth and production of two species of sphagnum moss on the latitudinal gradient]. *Materialy Chetvertogo Mezhdunarodnogo polevogo simpoziuma «Torfyanski Zapadnoy Sibiri i tsikl ugleroda: proshloe i nastoyashchee»* [Proc. 4th Int. field symp. West Siberian Peatlands and Carbon Cycle: Past and Present]. Novosibirsk, 2014. pp. 186–188.
  31. Turetsky M.R., Wieder R.K., Vitt D.H., Evans R.J., Scott K.D. The disappearance of relict permafrost in boreal North America: effects on peatland carbon storage and fluxes. *Global Change Biology*, 2007, vol. 13, no. 9, pp. 1922–1934.
  32. Robinson S.D., Moore T.R. The influence of permafrost and fire upon carbon accumulation in high boreal peatlands, Northwest Territories, Canada. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 2000, vol. 32, no. 2, pp. 155–166.
  33. Lamarre A., Garneau M., Asnong H. Holocene paleohydrological reconstruction and carbon accumulation of a permafrost peatland using testate amoeba and macrofossil analyses, Kuujuaupik, subarctic Quebec, Canada. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 2012, vol. 186, pp. 131–141.
  34. Hunt S., Yu Z., Jones M. Lateglacial and Holocene climate, disturbance and permafrost peatland dynamics on the Seward Peninsula, western Alaska. *Quaternary Science Reviews*, 2013, vol. 63, no. 1, pp. 42–58.
  35. Jones M.C., Booth R.K., Yu Z., Ferry P.A. 2200-Year Record of Permafrost Dynamics and Carbon Cycling in a Collapse-Scar Bog, Interior Alaska. *Ecosystems*, 2013, vol. 16, Iss. 1, pp. 1–19.
  36. Lapshina E.D., Pologova N.N. Carbon accumulation. *Carbon Storage and Atmospheric Exchange by West Siberian Peatlands*. Eds. W. Bleuten, E.D. Lapshina. Utrecht, Utrecht University Press, 2001. pp. 50–68.
  37. Preis Yu.I. *Paleostratigraficheskie rubezhi v torfyanykh otlozheniyakh Zapadnoy Sibiri* [Paleostratigraphic boundaries in peat deposits of Western Siberia]. *Tezisy rossiyskoy konferentsii «Desyatoe sibirskoe soveshchanie po klimato-ecologicheskomu monitoringu* [Book of abstracts of Russian conf. The 10th Siberian Meeting on climatic and environmental monitoring]. Tomsk, 2013. pp. 251–253.
  38. 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.
39. Clymo R.S. The limits to peat bog growth. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B*, 1984, vol. 303, pp. 605–654.
  40. Kubiw H., Hickman M., Vitt D. H. The developmental history of peatlands at Muskiki and Marguerite lakes, Alberta. *Canadian Journal of Botany*, 1989, vol. 67, pp. 3534–3544.
  41. Kuhry P. The palaeoecology of a treed bog in western boreal Canada: a study based on microfossils, macrofossils and physico-chemical properties. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 1997, vol. 96, no. 1, pp. 183–224.
  42. Kuhry P., Vitt D.H. Fossils carbon/nitrogen ratios as a measure of peat decomposition. *Ecology*, 1996, vol. 77, pp. 271–275.
  43. Yu Z., Campbell I.D., Campbell C., Vitt D.H., Bond G.C., Apps M.J. Carbon sequestration in western Canadian peat highly sensitive to Holocene wet-dry climate cycles at millennial timescales. *The Holocene*, 2003, vol. 13, no. 6, pp. 801–808.
  44. Blyakharchuk T.A., Sulerzhitsky L.D. Holocene vegetational and climatic changes in the forest zone of Western Siberia according to pollen records from the extrazonal palsa bog Bugristoye. *The Holocene*, 1999, vol. 9, no. 5, pp. 621–628.
  45. Salmi M. Present development stages of palsas in Finland. *Virgin peatlands*. The Proc. of the 4<sup>th</sup> Intern. Peat Congress. Otaniemi, Finland, 1972. Vol. 1, pp. 121–141.
  46. Vasilchuk Yu.K., Vasilchuk A.K., Budantseva N.A., Volkova E.M., Sulerzhitskiy L.D., Chizhova Yu.N., Yunger Kh. Radiouglerodnye datirovki i golotsenovaya dinamika bugrov pucheniya v doline reki Usa [Radiocarbon dating and Holocene dynamics of palsa in valley of the river Usa]. *Doklady Rossiyskoy Akademii Nauk*, 2002, vol. 384, no. 3, pp. 396–401.
  47. Bhiry N., Payette S., Robert E.C. Peatland development at the arctic tree line (Québec, Canada) influenced by flooding and permafrost. *Quaternary Research*, 2007, vol. 67, pp. 426–437.
  48. Vasilchuk Yu.K., Vasilchuk A.K., Sulerzhitskiy L.D. Radiouglerodnaya khronologiya bugrov pucheniya Bolshezemelskoy tundry [Radiocarbon chronology of Palsa of Bolshezemelskaya tundra]. *Doklady Rossiyskoy Akademii Nauk*, 2003, vol. 393, no. 1, pp. 101–105.
  49. Oksanen P.O., Kuhry P., Alekseeva R.N. Holocene development of the Rogovaya River peat plateau, East-European Russian Arctic. *The Holocene*, 2001, vol. 11, no. 1, pp. 25–40.
  50. Oksanen P.O., Kuhry P., Alekseeva R.N. Holocene development and permafrost history of the Usinsk mire, northeast European Russia. *Geographie Physique et Quaternaire*, 2003, vol. 57, no. 2–3, pp. 169–187.
  51. Routh J., Hugelius G., Kuhry P., Filley T., Tillman P.K., Becher M., Crill P. European Russian Arctic. *Chemical Geology*, 2014, vol. 368, pp. 104–117.
  52. Payette S., Filion L. Holocene water-level fluctuations of a subarctic lake at the tree line in northern Quebec. *Boreas*, 1993, vol. 22, Iss. 1, pp. 7–14.
  53. Kuhry P. Late Holocene permafrost dynamics in two Subarctic peatlands of the Hudson Bay Lowlands (Manitoba, Canada). *Eurasian soil science*, 1998, vol. 31, no. 5, pp. 529–534.
  54. Washburn A.L., Stuiver M. Radiocarbon dates from Cornwallis Island area, Arctic Canada – an interim report. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1985, vol. 22, no. 4, pp. 630–637.
  55. Payette S., Delwaide A. Recent permafrost Dynamics of subarctic wetlands forests over the past 1500 years. *Ecological Monographs*, 2004, vol. 74, pp. 373–391.
  56. Bhiry N., Robert E.C. Reconstruction of changes in vegetation and trophic conditions of a palsa in a permafrost peatland, subarctic Québec, Canada. *Ecoscience*, 2006, vol. 13, no. 1, pp. 56–65.
  57. Seppälä M. Palsa mire in Finland. *The Finnish environment*, 2006, vol. 23, pp. 155–162.
  58. Zubakov V.A. *Globalnye klimaticheskie sobitiya Pleistotsena* [Global climatic events of the Pleistocene]. Leningrad, Gidrometeoizdat Publ., 1986. 288 p.
  59. Karpenko L.V. *Vzaimosmeny lesa i bolota v srednetaezhnoy chasti Zapadnoy Sibiri*. Avtoreferat Dokt. Dis. [The mutual change of forests and mires in the middle tayga-part of Western Siberia. Dr. Diss. Abstract]. Krasnoyarsk, 1997. 19 p.
  60. Khotinsky NA. *Golotsen Severnoy Evrazii: opyt transkontinentalnoy korrelyatsii etapov razvitiya rastitelnosti i klimata* [The Holocene of Northern Eurasia: Experience of transcontinental correlation stages of vegetation and climate]. Moscow, Nauka Publ., 1977. 197 p.
  61. Klimanov V.A. Osobennosti izmeneniya klimata Severnoy Evrazii v pozdnelednikovye i golotsene [Features of climate change in Northern Eurasia in the Late Glacial and the Holocene]. *Byulleten Moskovskogo obshchestva ispytateley prirody. Otdelenie geologii*, 1994, vol. 69, Iss. 1, pp. 58–62.
  62. Klimenko V.V., Klimanov V.A., Fedorov M.V. Istoriya sredney temperatury Severnogo polushariya za poslednie 11000 let [Average temperature History of the Northern Hemisphere over the past 11,000 years]. *Doklady RAN*, 1996, vol. 348, no. 1, pp. 111–114.

Received: 13 November 2014.