



УДК 630.182:631.41

СТРАТИГРАФИЯ И ДИНАМИКА АККУМУЛЯЦИИ ТОРФА И УГЛЕРОДА НА РЯМАХ БАРАБИНСКОЙ ЛЕСОСТЕПИ В ГОЛОЦЕНЕ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Ю. И. Прейс¹, Г. А. Леонова², А. Е. Мальцев²¹Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия; ²Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

Выполнены детальные исследования свойств торфяных разрезов Шерстобитовского и Убинского Горелого рямов и их датирование (13 ¹⁴C дат). Получены первые данные по динамике накопления торфа и углерода на олиготрофных болотах Барабинской лесостепи Западной Сибири в голоцене. Торфяные залежи этих разрезов: смешанная многослойная лесо-топяная и верховая фускум толщиной 2,5 и 3,47 м, возрастом 5254 и 6472 кал. л. н., с общими запасами абсолютно сухого торфа 200 и 267 кг/м² и углерода 91 и 124 кг С/м² соответственно. Долговременные скорости аккумуляции торфа равны 37,6 и 40,9 г·м⁻²/год, углерода – 17,1 и 19,0 г С·м⁻²/год, пределы варьирования скорости аккумуляции торфа в различные периоды формирования болот – 14,2–78,8 и 14,8–59,0 г·м⁻²/год, углерода – 6,7–32,6 и 6,8–27,5 г С·м⁻²/год. Выявлена зависимость динамики торфонакопления от гидротермических режимов климата второй половины голоцена, генезиса и возраста разрезов, локальных условий их формирования. Подтверждено, что отложение торфов на сапропелях озер и органоминеральных отложениях тростниковых займищ происходило после периодов аридизации климата. Выявлены существенные отличия последующей динамики торфонакопления от наличия и местоположения первичных озер на болотных массивах.

Ключевые слова: рям, торф, углерод, аккумуляция, многолетняя мерзлота, голоцен, Барабинская лесостепь.

STRATIGRAPHY AND DYNAMICS OF PEAT AND CARBON ACCUMULATION ON THE RYAMS OF THE BARABA FOREST-STEPPE IN THE HOLOCENE (WEST SIBERIA)

Yu. I. Preys¹, G. A. Leonova², A. E. Maltsev²¹Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia; ²Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

Detailed studies of the properties and dating (13 ¹⁴C dates) of peat sections of the Sherstobitovo and Ubinskoe burnt ryams were carried out. The first data on the dynamics of peat and carbon accumulation in the oligotrophic bogs of the Baraba forest-steppe of West Siberia in the Holocene were obtained. The peat deposits of these sections, respectively, are mixed multilayer forest-swamp and high moor fuscum, 2.5 and 3.47 m thick, 5254 and 6472 cal. years ago, with total reserves of absolutely dry peat – 200 and 267 kg m⁻² and carbon – 91 and 124 kg C m⁻². The long-term peat accumulation rates are 37.6 and 40.9 g m⁻² yr⁻¹, carbon – 17.1 and 19.0 g C m⁻² yr⁻¹, the limits of variation of peat accumulation rates in various periods of bog formation are 14.2–78.8 and 14.8–59.0 g m⁻² yr⁻¹, carbon – 6.7–32.6 and 6.8–27.5 g C m⁻² yr⁻¹. The dependence of peat accumulation dynamics on the hydrothermal climate regimes of the second half of the Holocene, the genesis and age of sections, and the local conditions of their formation is revealed. The confirmed deposition of peats on lake sapropels and organomineral deposits of reed inundated plains occurred after periods of climate aridization. Significant differences between the subsequent dynamics of peat accumulation and presence and location of primary lakes in bog massifs were revealed.

Keywords: ryams, peat, carbon, accumulation, eternal frost, Holocene, Baraba forest-steppe.

DOI 10.20403/2078-0575-2022-1-36-47

В свете современного глобального изменения климата актуальны краткосрочные прогнозы функционального состояния болот, особенно экотонных зон, наиболее чутко реагирующих на эти изменения. Рямы Барабинской лесостепи, несмотря на их ограниченное распространение, играют значительную положительную роль в поддержании гидрологического режима окружающей их территории, являясь природными фильтрами, которые очищают окружающую среду от тяжелых металлов и радиоактивных элементов, а также ценными природоохранными объектами местообитания редких видов животных и растений. Из их торфов можно получить высокоэффективные биологически активные препараты

медицинского и сельскохозяйственного направлений при ограниченном использовании сырья. В то же время нативное состояние рямов рассматриваемой территории уже сильно нарушено мелиорацией и пожарами, возрастание отрицательных последствий которых в условиях современного потепления климата может привести к потере этих ценных природных объектов. Для прогноза изменения функционального состояния необходимы знания об их генезисе, закономерностях развития и динамике торфонакопления как отклике на климатические изменения голоцена. Несмотря на высокую степень разведанности торфяных ресурсов Барабы, имеющиеся материалы невозможно использовать



для целей нашего исследования в связи с отсутствием данных по возрасту торфяных месторождений. При изучении болот Барабы обычно датировались лишь придонные слои залежей, плотность торфов не определялась. Поэтому имеются сведения только по скорости вертикального прироста торфа для шести эвтрофных и двух олиготрофных болот – рямов, обобщенные в [1].

Цель работы – получить количественные показатели аккумуляции торфа и углерода на рьях Барабинской лесостепи и выявить локальные особенности ее динамики как отклик на климатические изменения голоцена.

Объекты и методы исследования

Основными объектами исследования являлись два олиготрофных болота Барабинской лесостепи в пределах Новосибирской области: Убинский Горелый рям (55°18'40" с. ш., 79°42'25" в. д.), расположенный у пос. Убинское в Убинском районе, и Шерстобитовский рям (54°58'58" с. ш., 81°0'58" в. д.) – возле с. Шерстобитово в Чулымском районе. В работе использованы также данные по Гуськовскому рямю (55°13' с. ш., 81°18' в. д.), находящемуся у с. Гуськово Чулымского района Новосибирской области. Все рьямы подвергались антропогенному влиянию. На Убинском Горелом рьяме имеется густая мелиоративная сеть из обводного, магистрального и боковых каналов, на двух других – обводные каналы.

Район исследований находится на территории Барабинской аккумулятивной равнины с абсолютными отметками 105–165 м. Климат района континентальный. Лесостепь Западной Сибири входит в зону недостаточно влажного климата, с теплым летом и умеренно суровой зимой. Согласно данным метеостанции Барабинска за период наблюдения в 1940–2012 гг. среднегодовая температура составляет $0,43 \pm 1,19$ °С, средняя температура января – $-19,0 \pm 4,4$ °С, июля – $+19,02 \pm 1,61$ °С; количество осадков – 368 ± 70 мм/год. Преобладают осадки теплого периода (апрель – октябрь), в который выпадает 266 ± 62 мм осадков, в то время как в холодный период всего 102 ± 40 мм. Характерно значительное варьирование погодных условий по годам [3].

Изученные разрезы расположены в подзоне северной лесостепи и на границе с подзоной южной лесостепи.

В раннеосенние периоды 2013, 2017 и 2018 гг. на двух ключевых участках болот выполнено геоботаническое обследование. Отобраны монолиты поверхностных слоев торфа, а также керны проб отборочным буром БТГ-1 в пяти параллельных скважинах на полную глубину залежи до минерального грунта. При опробовании фиксировалось наличие палеостратиграфических рубежей (ПСР) – границ двух слоев торфа, резко различающихся по ботаническому составу и свойствам, прослоек горелого торфа и макроугольков. Монолит был разделен на

пробы торфа (2–5 см) и керны (5 см) для датирования и аналитических исследований их свойств. Образцы торфа проанализированы на ботанический состав микроскопическим методом, степень разложения (R) – методом центрифугирования [12], а зольность (A), кислотность (pH), плотность (P), весовую влажность (W) торфа – по методикам Института торфа [7] с использованием pH -метра HI 8314 для измерения кислотности.

В 36 пробах разрезов Убинского Горелого и Шерстобитовского рямов определено содержание C в органическом веществе (ОВ) абсолютно сухого торфа (АСТ) методом органического элементного анализа [13] на автоматическом CHNS-анализаторе (НИОХ СО РАН).

По ботаническому составу торфа выполнена реконструкция палеофитоценозов, а также водного режима болотных палеозокотопов методом расчета индекса влажности (IW) [4]. Хронология торфонакопления двух торфяных разрезов (ТР) изученных рямов основана на 13 ^{14}C -датах, полученных в Центре коллективного пользования Института мониторинга климатических и экологических систем (ИМКЭС) СО РАН (аналитики В. Н. Мелков, Г. В. Симонова), и 11 датах ТР Гуськовского рьяма, полученных в лаборатории четвертичной геологии Института геологии и геофизики (ИГиГ) СО РАН (данные переданы нам аналитиком Л. А. Орловой). Образцы по Гуськовскому рямю были отобраны в 1989 г. В. И. Валущиком (Центральный сибирский ботанический сад, Новосибирск). Для определения наличия либо отсутствия перерывов торфонакопления выполнено датирование пар соседних образцов ПСР. Все даты прокалиброваны при помощи программного обеспечения CALIB 7.0.4 Calib Manual [21] с использованием калибровочной базы IntCal13 [20] в системе BP (Before Present) от 1950 г. Даты приведены с двумя доверительными интервалами 1δ и 2δ . На Шерстобитовском рьяме датирование поверхностных слоев торфяной залежи по ^{210}Pb и ^{137}Cs выполнено к. г.-м. н. М. С. Мельгуновым [9].

По плотности абсолютно сухого торфа (АСТ), его ОВ и C рассчитаны их послойные кумулятивные массы и общие запасы в залежах разрезов. Использование этих показателей, а также детального датирования позволили впервые для болот Барабинской лесостепи построить модели зависимости их кумулятивной массы от возраста и получить данные по скорости аккумуляции ($V_{ак}$) АСТ, его ОВ и C . Получены также модели «возраст – глубина» и данные по скорости вертикального прироста торфа ($V_{пр}$). Расчет послойных возрастов торфяных разрезов проведен с учетом кумулятивной массы ОВ каждого слоя. Все расчеты проведены по двум вариантам: 1) при допущении непрерывного торфонакопления между датировками; 2) с учетом наличия перерывов торфонакопления. По второму варианту для определения возраста слоев торфа и продолжительности периодов прекращения торфонакопления исполь-

зовались показатели $V_{ак}$ ОВ 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.

Отсутствие данных по плотности торфа разреза Гуськовского рьяма позволило получить лишь данные по динамике его вертикального роста. Полученные кривые динамики торфонакопления сопоставлялись с палеоклиматическими кривыми лесостепной зоны Западной Сибири [6, 19], а также с данными других реконструкций климата по индикаторам, содержащимся в озерных отложениях [16].

Общая характеристика ключевых участков рьямов

На Убинском Горелом рьяме торфяной разрез заложен в приозерной части болота, наиболее антропогенно нарушенной осушением и пожарами, в постпирогенном мезотрофном березово-осиново-кустарничковом фитоценозе с фрагментарным напочвенным покровом из пятен эвтрофных зеленых мхов, сформировавшемся на месте типичного для рьямов олиготрофного сосново-кустарничково-сфагнового фитоценоза. Напочвенный покров из *Sphagnum fuscum* (Schimp.) N. Klinggr., основного торфообразователя рьямов, отсутствует. На мертвопокровных пятнах, черных от горелого торфа, формируется лесная подстилка. Микрорельеф образован приствольными повышениями, межствольными понижениями и пирогенными западинами. Поверхность сухая, плотная. Верхний слой торфа более разложившийся, уплотненный, обогащен угольками. Уровень болотных вод (УБВ) находился на глубине 24–30 см. Все это свидетельствует о значительном обсыхании поверхности болота, увеличении его трофности, а отсутствие основного торфообразователя, выгорание и сработка торфяной залежи – об уменьшении скорости возобновления торфяных ресурсов.

На Шерстобитовском рьяме торфяной разрез заложен на западном склоне выпуклого верховика в мезоолиготрофном березово-сосново-кустарничково-сфагновом фитоценозе со сплошным напочвенным покровом из сфагновых мхов, в котором преобладают *Sphagnum russowii* Warnst. и *S. magellanicum* Brid., менее обильны *S. angustifolium* (Russ. ex Russ.) C. Jens. и *S. fuscum*. Микрорельеф представлен крупными сфагновыми кочками и подушками. В межкочечных понижениях, на которых проводилось опробование торфяной залежи, УБВ находился на глубине 14 см. Современное функциональное состояние Шерстобитовского рьяма слабо нарушено мелиорацией и пожарами, появился обильный молодой древостой из березы и незначительно изменились свойства поверхностного слоя торфа в межкочечных понижениях. Более подробная характеристика структуры и видо-

вого состава растительных сообществ этих рьямов приведены в [9].

Стратиграфия и свойства торфяных разрезов

Торфяная залежь разреза Убинского Горелого рьяма верховая, фускум, толщиной 3,47 м. Ниже, до 3,72 м, залегают сапропелевидные органоминеральные отложения (ОМО) озерного генезиса, подстилающиеся белыми глинами (рис. 1).

ОМО озерного генезиса состоят из смеси остатков макрофитов и эвтрофных прибрежно-водных растений. Нижний слой залежи образован низинными торфами, в основном травяно-сфагновым и сфагновым, из остатков тростника, осок и *Sphagnum teres*, а также рогоза. Имеются прослойки древесно-травяного и травяно-мохового торфов. На границе слоев торфа низинного и верхового типа (257 см) залегают тонкая прослойка низинного древесно-травяного торфа с вейником, выше – мощный слой верхового фускум-торфа с прослойками верхового древесного торфа на глубине 207 см и переходного древесного – на поверхности залежи. Характерно наличие макроугольков и прослоек горелого торфа практически во всем разрезе.

Торфяная залежь разреза Шерстобитовского рьяма смешанная многослойная лесо-топяная, толщина ее 2,5 м. Ниже, до 2,70 м, залегают ОМО, которые до 2,8 м подстилаются гумусированными минеральными отложениями (МО), а затем белыми глинами. МО и ОМО формировались в тростниковом займище, окружающем озеро. Нижний слой торфяной залежи (толщиной 180 см) образован низинными видами торфов: травяно-сфагновым, сфагновым (терес), древесно-травяным и травяным, в основном из остатков тростника, осок и вахты. Выше залегают 70-сантиметровый слой верхового магелланикум-торфа с прослойкой соснового.

Для торфяных залежей этих рьямов характерны отсутствие слоя переходного торфа, резкая граница между слоями верховых и низинных торфов. Нарушениями стратиграфии, типичной для аутогенного развития болот, является также наличие прослоек с древесными остатками и многочисленных экстремумов показателей R , P и A торфа, свидетельствующих о неоднократных обсыханиях поверхности болот.

Торфяная залежь разреза Гуськовского рьяма верховая, фускум, толщиной 7,64 м. Ниже, до 8,22 м, залегают ОМО, сформировавшиеся в тростниковом займище. Нижний слой торфяной залежи толщиной 2,64 м из низинных тростникового и тростниково-сфагнового (со *Sphagnum teres*) торфов перекрыт мощным слоем слаборазложившегося верхового фускум-торфа. Слой переходного торфа также отсутствует.

Торфы исследованных разрезов характеризуются преимущественно низкой степенью разложения, нормальной зольностью, относительно невысокими показателями плотности торфа и его ОВ

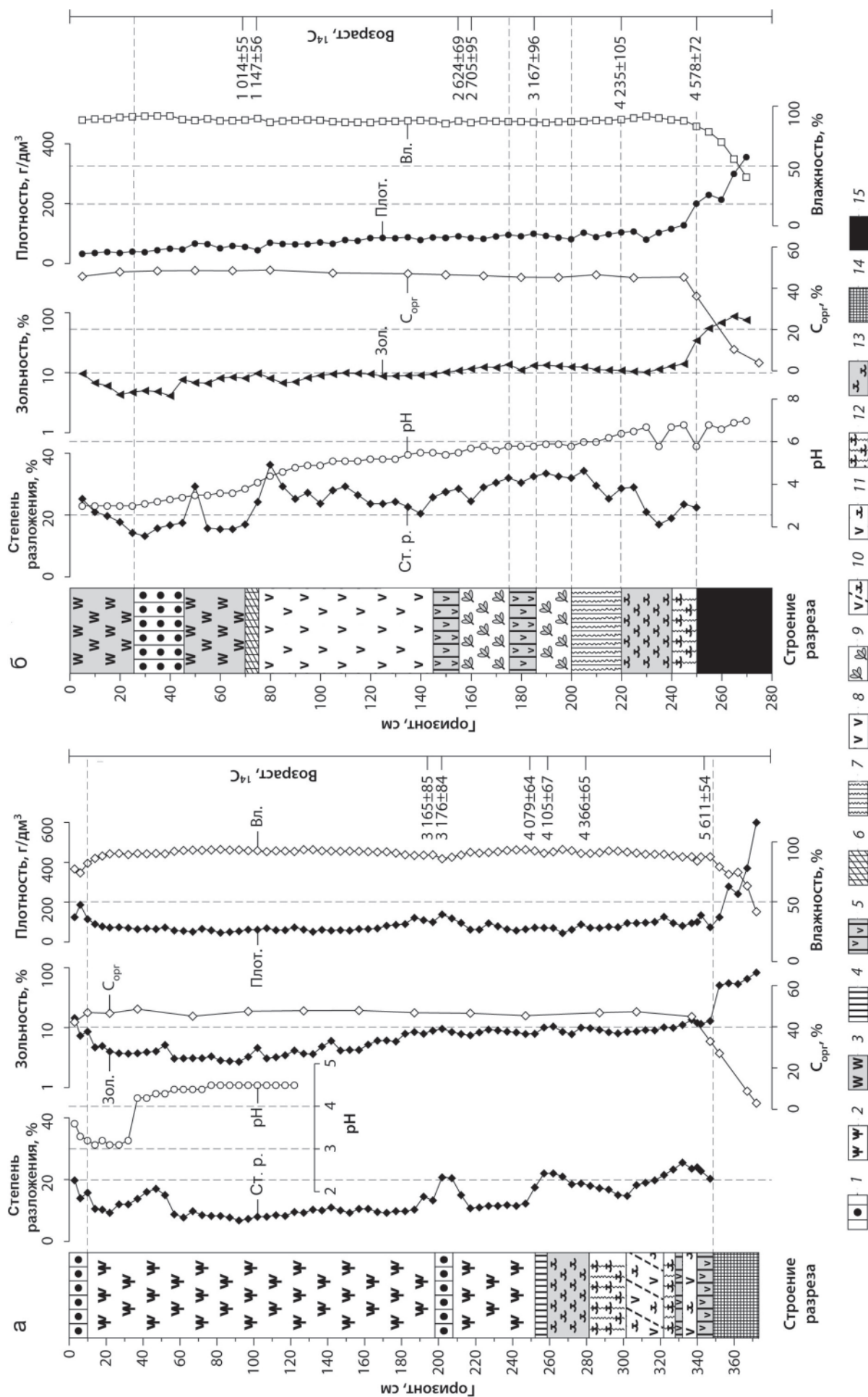


Рис. 1. Стратиграфия и свойства торфяных разрезов Убинского Горелого (а) и Шерстобитовского (б) рядов

Виды торфа: верховые: 1 – сосновый, 2 – фускум, 3 – магелланикум; низинные: 4 – древесно-травяной, 5 – древесно-осоковый, 6 – древесно-травяной, 7 – древесно-травяно-осоковый, 8 – травяной, 9 – вахтовый, 10 – травяно-моховый, 11 – травяно-сфагновый, 12 – тростниково-сфагновый, 13 – сфагновый (терес), 14 – сапропелевидные, 15 – займищ



Таблица 1

Пределы варьирования (в числителе) и средние показатели (в знаменателе) свойств торфа разрезов Убинского Горелого и Шерстобитовского рямов

Тип слоя торфа	$R, \%$	$A, \%$	$P_{\text{акт}}, \text{г/дм}^3$	$P_{\text{ов}}, \text{г/дм}^3$	$C, \%$ в ОВ торфа	$W_{\text{ест}}, \%$
Убинский Горелый рям						
Верховой	$\frac{5-21}{11,4}$	$\frac{2,5-14,5}{5,5}$	$\frac{46-187}{75,9}$	$\frac{45-173}{72,1}$	$\frac{46,6-55,3}{49,5}$	$\frac{74-94}{90,5}$
Низинный	$\frac{15-26}{20,1}$	$\frac{8,0-13,5}{9,9}$	$\frac{45-138}{87,4}$	$\frac{41-122}{78,5}$	$\frac{47,7-52,0}{51,1}$	$\frac{78-94}{89,6}$
Вся залежь	13,8	6,9	79,0	73,2	49,9	90,3
Шерстобитовский рям						
Верховой	$\frac{13-29}{18,4}$	$\frac{4,1-9,6}{6,5}$	$\frac{42-94}{56,8}$	$\frac{38-88}{53,1}$	$\frac{48,7-52,6}{51,0}$	$\frac{88-91}{89,3}$
Низинный	$\frac{16-36}{27,1}$	$\frac{6,7-34,3}{11,2}$	$\frac{47-203}{91,9}$	$\frac{42-133}{80,7}$	$\frac{49,1-52,8}{51,2}$	$\frac{83-91}{87,2}$
Вся залежь	24,5	9,9	80,0	71,1	51,2	87,8

Примечание. Для всей залежи даны средние значения показателей свойств торфа.

(табл. 1). Естественная влажность торфов значительно понижена, особенно в поверхностных и придонных слоях. Верховые сфагновые торфы этих рямов имеют более высокие показатели степени разложения, плотности и зольности по сравнению с типичными верховыми торфами как более гумидных природно-климатических зон Западной Сибири, так и некоторых рямов Барабинской лесостепи, менее нарушенных палео- и современными пожарами и мелиорацией. Так, плотность торфа Николаевского рямов варьирует от 40 до 80 г/дм³, а средняя зольность составляет около 3,9 % [11].

Максимальные значения показателей R , A , P характерны и для придонных слоев торфяных разрезов, и для поверхностных, антропогенно нарушенных. Эстремумы R и P в средних слоях приурочены к стадиям обсыхания и облесения болот, A – в основном к прослойкам горелого торфа. Повышенная зольность поверхностных слоев связана также с возросшим в XX в. потоком минеральной компоненты из антропогенно загрязненной атмосферы. Более высокие показатели $P_{\text{сп}}$ слоя верхового торфа в ТР Убинского Горелого рямов обусловлены уплотнением его при неоднократных обсыханиях болота в аридные периоды голоцена, а также влиянием более развитой мелиоративной сети. В ТР Шерстобитовского рямов более высокие показатели $R_{\text{сп}}$ и $A_{\text{сп}}$ слоя верхового торфа связаны с большей долей антропогенно нарушенных торфов в связи с незначительной толщиной этого слоя.

Средние показатели R , A , P слоев низинных торфов закономерно выше, чем верховых. Близкие значения $P_{\text{ов}}$ для слоев обоих типов в ТР Убинского Горелого рямов и пониженная $R_{\text{сп}}$ низинного слоя обусловлена значительной долей в них остатков сфагновых мхов. В целом, низкие показатели A слоев низинного торфа свидетельствуют о ее конституционном характере и отсутствии существенного привноса минеральной компоненты извне.

Средние значения содержания C в верховых фускум- и магелланикум-торфах исследованных рямов выше на 1,5–3,3 %, чем в таких же видах торфа южнотаежных болот Западной Сибири [17], а в низинных торфах – более низкое или сходное, что согласуется с особенностями их R .

Хронология и динамика торфонакопления

Хронология накопления торфа выполнена по 12 из 13 полученных дат (табл. 2). При расчетах была исключена дата 3176±84 лет назад (далее – л. н.), использование которой недопустимо в связи с получением некорректно высоких показателей при использовании близких по значению дат соседних образцов из-за погрешностей, характерных для датирования и калибрования.

Модели «глубина – возраст» рямов (рис. 2, а) и «кумулятивная масса – возраст» исследованных рямов (см. рис. 2, б) имеют тренды, близкие к линейному, и так же, как и модели других болот континентальных регионов, состоят из нескольких линий регрессии и содержат выпуклые фрагменты. Изменение угла наклона линий регрессии соответствует варьированию $V_{\text{пр}}$ торфа и $V_{\text{ак}}$ его ОВ, выпуклые отрезки – снижению этих показателей, а близкие к плато – неправомерно низким показателям.

Судя по представленным моделям, в Барабинской лесостепи на рямов разного генезиса скорости прироста торфа (см. рис. 2, а) могут быть сходны, а при одинаковом генезисе значительно различаться. Следовательно, использование показателя средней скорости прироста торфа в рямов лесостепи Западной Сибири для определения предполагаемого возраста конкретного объекта, а также для расчетов накопления торфа и углерода в целом для этой зоны неправомерно.

Общие запасы АСТ, его ОВ и C в залежах Убинского Горелого и Шерстобитовского рямов варьируют в пределах 200–267, 178–248 кг/м² и 91–124 кг С/м²



Таблица 2

Радиоуглеродные даты и калиброванный возраст торфяных разрезов Убинского Горелого, Шерстобитовского и Гуськовского ям

Глубина образца, см	Лабораторный номер	Возраст, ¹⁴ C, л. н.	Калиброванный возраст; максимальное (медианное) значение; кал. л. н.	
			1δ-диапазон	2δ-диапазон
Убинский Горелый ям				
197	ИМКЭС-486	3165±85	3478 (3401) 3324	3577 (3373) 3169
202	ИМКЭС-487	3176±84	3483 (3405,5) 3328	3582 (3380,5) 3179
252	ИМКЭС-433	4079±64	4646 (4516) 4581	4730 (4425) 4577,5
257	ИМКЭС-432	4105±67	4655 (4590) 4525	4828 (4667,5) 4507
282	ИМКЭС-466	4366±65	4981 (4917,5) 4854	5072 (4953) 4834
347	ИМКЭС-435	5641±104	6510 (6408,5) 6307	6670 (6472,5) 6275
Шерстобитовский ям				
70	ИМКЭС-426	1014±55	978 (940,5) 903	1008 (900,5) 793
75	ИМКЭС-427	1147±56	1089 (1034) 979	1182 (1066,5) 951
155	ИМКЭС-595	2624±69	2849 (2778) 2707	2879 (2777,5) 2676
160	ИМКЭС-594	2705±95	2895 (2820,5) 2746	3072 (2883) 2694
185	ИМКЭС-593	3167±96	3482 (3400,5) 3319	3613 (3379) 3145
220	ИМКЭС-592	4235±105	4772 (4675,5) 4579	5050 (4778,5) 4507
250	ИМКЭС-428	4578±72	5187 (5123,5) 5060	5471 (5254) 5037
Гуськовский ям				
15–28	СОАН-2819	Современный	–	–
90–100	СОАН-2817	625±115	673 (603,5) 534	793 (622,5) 452
200–210	СОАН-2816	1110±185	1189 (1047) 905	1341 (1013,5) 686
326–335	СОАН-2815	1625±240	1743 (1524) 1305	2073 (1565) 1057
413–423	СОАН-2814	2000±135	2148 (1981,5) 1815	2314 (2003) 1692
490–500	СОАН-2813	2460±310	2871 (2499) 2127	3267 (2539,5) 1812
579–591	СОАН-2812	3120±190	3515 (3296) 3077	3729 (3289) 2849
668–677	СОАН-2811	3670±335	4440 (4008) 3576	4881 (4020) 3159
750–764	СОАН-2810	3910±160	4536 (4313,5) 4091	4824 (4393) 3962
788–800	СОАН-2809	5050±115	5909 (5808,5) 5708	6021 (5803) 5585
811–822	СОАН-2808	5720±100	6575 (6494,5) 6414	6727 (6519) 6311

№ 1 (49) ♦ 2022

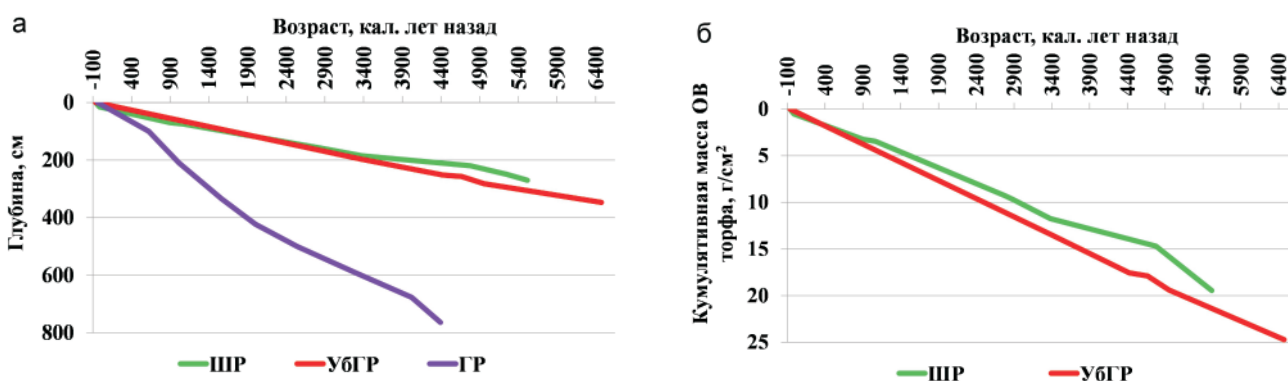


Рис. 2. Зависимости глубины (а) и кумулятивной массы ОВ торфа (б) от возраста в торфяных разрезах Шерстобитовского (ШР), Убинского Горелого (УБГР) и Гуськовского (ГР) ям

соответственно, что зависит прежде всего от мощности их торфяных залежей. В среднем запасы С в этих залежах составляют 107,5 кг С/м², что лишь немного ниже оценочных данных по запасам С в торфе болот Западной Сибири (118 кг С/м²) [15].

Максимальный показатель долговременной V_{np} торфа (1,74 мм/год) характерен для ТР Гуськов-

ского яма. На ТР Убинского Горелого и Шерстобитовского ям V_{np} значительно ниже (табл. 3).

На Убинском Горелом и Шерстобитовском ямах первичные озера расположены на их периферии, а на Гуськовском – внутри болотного массива. Вполне вероятно, что V_{np} торфа на ямах в значительной степени зависит от местоположения озер.

Таблица 3

Долговременные скорости прироста ($V_{пр}$) торфа, скорости аккумуляции ($V_{ак}$) абсолютно сухого торфа (АСТ), его ОВ и С в торфяных залежах изученных рямов и слоев торфа разного типа

Тип слоя	Глубина, см	Возраст слоя, кал. л. н.	$V_{ак}$ АСТ, г·м ⁻² /год	$V_{ак}$ ОВ, г·м ⁻² /год	$V_{ак}$ С, г·м ⁻² /год	$V_{пр}$, мм/год
Убинский Горелый рям						
Верховой	0–252	–63...4425	39,5	37,1	18,4	0,56
Низинный	252–347	4425...6472,5	44,4	40,0	20,5	0,46
Вся залежь	0–347	–63...6472,5	40,9	37,9	19,0	0,53
Шерстобитовский рям						
Верховой	0–70	–63...900,5	36,0	33,6	17,2	0,73
Низинный	70–250	900,5...5254	38,0	33,4	14,4	0,41
Вся залежь	0–250	–63...5254	37,6	33,4	17,1	0,47

Это подтверждает и более высокое значение $V_{пр}$ (0,71 мм/год) ТР Убинского рям [1], также имеющего внутриболотные озера. На значительное дренающее влияние периферийных озер указывают и многочисленные следы болотных пожаров по всей глубине ТР Убинского Горелого рям, заложенного в 5 м от берега озера, и более высокие показатели $R_{ср}$ (11,4 %) слоя верхового торфа по сравнению с $R_{ср}$ (5,5 %) аналогичного слоя ТР, заложенного в центре этого болота [2]. Наличие внутриболотных озер, вероятнее всего, способствовало поддержанию благоприятного для торфонакопления водного режима, особенно в периоды аридизации климата голоцена, а наличие периферийных озер, наоборот, оказывало негативное влияние, понижая уровень болотных вод в периоды регрессии озер.

На ТР Убинского Горелого и Шерстобитовского рямов показатели долговременной $V_{ак}$ АСТ, его ОВ и С для всей залежи и слоев верхового торфа, достаточно сходны (см. табл. 3), несмотря на значительные различия соотношения толщины слоев низинных и верховых торфов у этих рямов. Несколько более низкие значения этих показателей для слоя низинного торфа ТР Шерстобитовского рям (см. табл. 3) обусловлены, судя по показателям $R_{ср}$ и $W_{ср\text{ ест}}$, (см. табл. 1), большей его преобразованностью.

Незначительные отличия этих показателей Убинского Горелого и Шерстобитовского рямов как в целом для залежей, так и между слоями торфа разного типа (см. табл. 3) обусловлены сходством их плотности (см. табл. 1). Усредненное значение долговременной $V_{ак}$ С по двум изученным рямом (18,0 г С·м⁻²/год) близко минимальному, полученному для низких рямов южнотаежного Бакчарского болота (19,0–27,1 г С·м⁻²/год) [17], и укладывается в пределы варьирования для болот территории бывшего СССР (12–80 г С·м⁻²/год) [18].

Скорость накопления торфа и углерода в течение голоцена изменялась в зависимости от климата, влияющего на гидротермический режим болотных экотопов и состав растительных сообществ. Даже при допущении равномерного торфонакопления между полученными датами скорости прироста тор-

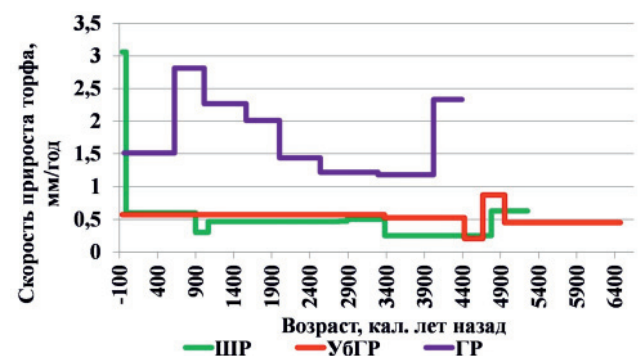


Рис. 3. Динамика скорости прироста торфа в торфяных разрезах Убинского Горелого (УБГР), Шерстобитовского (ШР) и Гуськовского (ГР) рямов

фа (рис. 3) аккумуляции АСТ, ОВ и С в разные периоды формирования рямов значительно варьировали (табл. 4). При этом имеют место как относительно синхронные, однонаправленные тренды их изменения, отражающие глобальные или зональные изменения климата, так и разнонаправленные, отражающие преломление климата локальными условиями (см. рис. 3).

Отклик рямов на изменения климата голоцена

Около 6,5 тыс. л. н. на Убинском Горелом ряме началось отложение торфов на сапропеле в прибрежно-водном ивово-тростниково-рогозовом сообществе. Многие авторы [1] связывают начало образования лесостепных болот на месте обмелевших водоемов именно с периодом голоцена 6,8–5,1 тыс. л. н. На Гуськовском ряме в это время в тростниковом займище начали отлагаться ОМО (см. табл. 2). Указанное время совпадает с концом теплого влажного периода оптимума голоцена. В начале формирования ОМО на Гуськовском ряме с 6519 до 4393 л. н. $V_{пр}$ были низкими – 0,26–0,31 мм/год. За 1,5 тыс. лет отложилось всего 24 см ОМО. Вероятно, отложение ОМО имело пульсирующий характер. На Убинском Горелом ряме с 6472,5 до 4953 л. н. $V_{пр}$ и $V_{ак}$ АСТ также были относительно невысокими – 0,45 мм/год и 39,3 г·м⁻²/год. Это обусловлено тем, что уже около 6,4 тыс. л. н. в Барабинской лесостепи [19] начался самый теплый и сухой



Таблица 4

Скорости прироста, накопления АСТ торфа, его ОВ и углерода в торфяных разрезах Убинского Горелого и Шерстобитовского ямов в разные периоды их формирования

h , см	Возраст по ^{14}C , л. н.	Возраст, кал. л. н.	$V_{\text{ак АСТ}}$, г·м ⁻² /год	$V_{\text{ак ОВ}}$, г·м ⁻² /год	$V_{\text{ак С}}$, г·м ⁻² /год	$V_{\text{пр}}$, мм/год
Убинский Горелый ям						
197	3165±85	3373,0	41,2	39,0	19,3	0,57
252	4079±64	4225,0	43,3	39,6	19,8	0,53
257	4105±67	4667,5	14,8	13,3	6,8	0,21
282	4366±65	4953,0	59,0	53,4	27,5	0,88
347	5641±104	6472,5	39,3	35,3	18,1	0,45
Шерстобитовский ям						
15	–	–14*	116,2	107,7	52,8	3,1
70	1014±55	900,5	31,7	29,7	15,3	0,60
75	1147±56	1066,5	14,2	12,8	6,7	0,30
155	2624±69	2777,5	37,4	34,1	17,6	0,47
160	2705±95	2883	41,5	36,7	18,0	0,47
185	3167±96	3379	47,6	41,6	20,8	0,50
220	4235±105	4778,5	24,0	21,1	11,0	0,25
250	4578±72	5254	78,8	64,6	32,6	0,63

Примечание: * – возраст слоя согласно датированию по ^{210}Pb и ^{137}Cs [9].

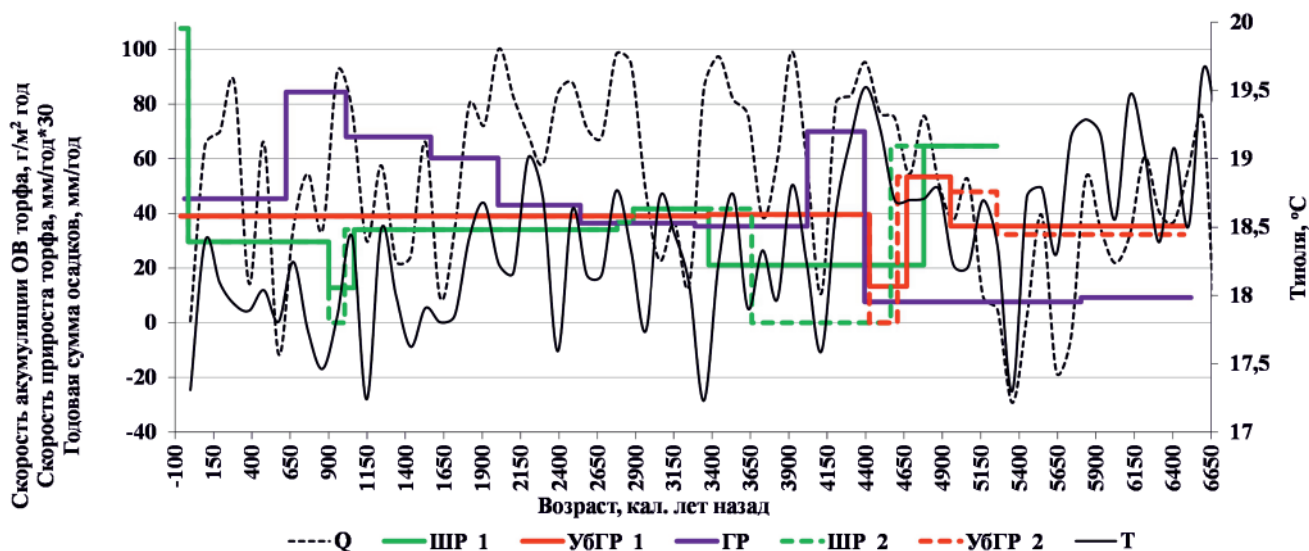


Рис. 4. Динамика скорости прироста торфа в торфяном разрезе Гуськовского яма (ГР) и скорости аккумуляции органического вещества торфа в разрезах Шерстобитовского (ШР) и Убинского Горелого (УБГР) ямов по двум вариантам расчета (1 – при равномерном торфонакоплении между датами, 2 – при допущении наличия его перерывов); палеоклиматические кривые голоцена: годовой суммы осадков для лесостепи (Q) и температуры июля (Т) (по [19])

период оптимума голоцена (рис. 4). Однако несмотря на это в целом наметилась тенденция направленного снижения температур и осадков, и около 5350 л. н. климат достиг максимально холодного сухого состояния.

В последующий период направленного потепления и увеличения влажности климата на Шерстобитовском яме началось отложение торфов на высокозольных ОМО ранее существовавшего здесь обводненного тростниково-сфагнового займища. Изменение водно-минерального режима, вызвавшее резкое понижение зольности отложений, вероятно, связано с понижением уровня грунтовых вод в предшествующий максимум сухого похоло-

дания, чему могли способствовать регрессии периферийных озер и уменьшение весенних половодий р. Малая Сума, которые ранее, судя по высокой зольности ОМО, затапливали займище. Сначала климат оставался все еще достаточно прохладным, поэтому продолжали отлагаться тростниково-сфагновые торфы. В условиях потепления и возрастания влажности климата обводненность болотных экотопов возросла, поэтому торфонакопление с самого начала было активным (см. табл. 4, рис. 4). В это время на Убинском Горелом яме обводненность болотных палеоэкотопов тоже была высокой и также отлагались слаборазложившиеся тростниково-сфагновые торфы. Поэтому вполне вероятно, что

активизация торфонакопления началась здесь, как и на Шерстобитовском рьяме, около 5250 л. н. (см. рис. 4, УБГР_2). В последующий период скорости торфонакопления на них резко понизились, на Убинском Горелом рьяме – с 4667,5 до 4425 л. н.¹ (см. табл. 4, рис. 4). Произошло обсыхание и облесение поверхности этих рьямов. На Убинском Горелом рьяме начало данного периода совпадает с таковым более прохладного и сухого климата – около 4600–4700 л. н. [6, 19]. Катастрофический переход с эвтрофной на олиготрофную стадию развития (со *Sphagnum fuscum*) произошел 4425 л. н., и аккумуляция торфа стала более активной. По [6, 19] это произошло в условиях максимально теплого и влажного климата. Известно, что для трансгрессии сфагновых мхов оптимальны влажные похолодания [1]. Это подтверждает и появление остатков *S. teres* в торфяных разрезах исследованных рьямов (см. рис. 1) в период направленного похолодания и еще достаточно влажного климата.

Однако переход на эвтрофную сфагновую стадию развития имеет постепенный характер. Поэтому, по нашему мнению, обязательным условием для катастрофического перехода с эвтрофной стадии развития на олиготрофную при потеплении климата является наличие как минимум многолетнемерзлого (ММ) или длительно сезонномерзлого водоупора. Именно мерзлый водоупор изолирует деятельный слой залежи от богатых болотных вод нижезалегающих слоев, а при потеплении климата формирование слабоминерализованной верховодки над мерзлым слоем создает наиболее благоприятные условия для активной трансгрессии олиготрофных сфагновых мхов на экотопы низинных болот. Согласно второму варианту расчетов возрастов при допущении наличия прекращения торфонакопления на этом рьяме около 4605 л. н. произошло кратковременное (около 180 лет) прекращение торфонакопления, вероятнее всего, в связи со значительным обсыханием поверхности, которое и способствовало глубокому промерзанию залежи. По [6], начало прекращения совпадает с одним из наиболее сухих периодов. С 4425 л. н. скорость накопления торфа повысилась до среднего уровня (см. табл. 4) и до настоящего времени оставалась практически постоянной (возможно, из-за отсутствия датировок моложе 3373 л. н.).

На Шерстобитовском рьяме в период снижения скорости торфонакопления отложился более мощный (200–220 см) слой древесно-тростникового торфа (см. рис. 1). Повышение *W*, преобладание остатков вахты и наличие камыша свидетельствуют о том, что на глубине 200 см обводненность палеоэкотопа резко возросла. Кроме того, максимальное обсыхание поверхности на глубине 205 см, судя по *R* и *P* торфа, позволяют рассматривать контакт указанных слоев как палеостратиграфический рубеж,

отражающий прекращение торфонакопления. По второму варианту расчета возрастов стадия облесения и активного накопления торфа длилась до 4565 л. н. (см. рис. 4), торфонакопление прекратилось на длительный срок и возобновилось около 3660 или 3380 л. н. (по первому варианту) в условиях влажных похолоданий.

На Гуськовском рьяме около 4393 л. н. при максимальном потеплении и увлажнении климата началось отложение торфов на ОМО, и скорость прироста торфа резко возросла. Однако уже около 4020 л. н. она резко понизилась, но оставалась достаточно высокой по сравнению с другими рьямами. Понижение активности роста болота произошло в период, близкий по времени к глобальному сухому похолоданию, возраст экстремума которого в Барабинской лесостепи около 4100 л. н. [19] (см. рис. 4). Длительное время (до 2540 л. н.) скорость прироста торфа оставалась относительно постоянной (см. рис. 4, табл. 4). В этот период климат неоднократно менялся. По [19], он был в основном более холодным и влажным, но имели место и экстремумы сухих и средневлажных похолоданий около 3350, 2965, 2700 л. н.; по [16] с 3,9 тыс. л. н. (в среднесуббореальный оптимум) климат был в основном аридным. Об определяющем влиянии климатически обусловленного понижения уровня болотных вод на снижение активности прироста этого болота косвенно свидетельствуют приуроченные к данному периоду многочисленные слои, обогащенные древесными остатками разрезов двух исследованных рьямов (см. рис. 1), и прослойки горелого или с макроугольками торфа разреза Убинского горелого рьяма.

На Шерстобитовском рьяме в период возобновления торфонакопления его скорость возросла в 2 раза, но не достигла значений, характерных для начала формирования болота. С 2883 л. н. скорость торфонакопления несколько понизилась и длительное время (до 1066 л. н.) оставалась практически на одном среднем уровне. Начало данного периода близко по возрасту глобальному похолоданию около 2800 л. н. Мнения о режиме увлажнения этого похолодания в Барабинской лесостепи противоречивы. Возраст экстремума указанного достаточно влажного похолодания 2720 л. н. [6] или 2965 л. н. [19]. Однако согласно реконструкции, выполненной по понижению палеоуровня оз. Белое [16], с 3,4 до 2,3 тыс. л. н. условия были максимально холодными и сухими. Эти сухие, пусть даже кратковременные, периоды отрицательно влияли на функциональное состояние рьямов, в том числе на накопление торфа. Кроме того, вполне вероятно, что и ухудшение температурного режима влияло на скорость торфонакопления в связи со снижением продуктивности болотной растительности. Об этом косвенно свидетельствует и некоторое увеличение скорости прироста торфа на Гуськовском рьяме 2003–2540 л. н., когда был выявлен экстремум потепления [19].

¹Здесь и далее приведены калиброванные возрасты.



На Гуськовском рьяме активизация прироста торфа началась с 2486 л. н. в относительно теплый влажный период после относительно более холодного и сухого [19]. Произошел переход на олиготрофную стадию развития. В дальнейшем скорость прироста торфа продолжала возрастать и достигла максимума (2,88 мм/год) в период 622,5–1013,5 л. н., соответствующий МКО и началу последующего влажного похолодания [19]. Несмотря на значительные колебания гидротермического режима, климат этого периода усиленного роста болота в целом характеризовался направленным похолоданием и более низкой влажностью по сравнению с предшествующим. Наиболее вероятно, что отсутствие отрицательного влияния понижения влажности климата обусловлено наличием у плотной дернины *Shagnum fuscum* (основного торфообразователя на олиготрофной стадии развития этого болота) ряда адаптационных механизмов к перенесению недостатка влаги [10]. Благоприятное влияние на вертикальный рост болота, возможно, оказывало наличие внутриболотных озер, а также усиление буферных свойств самого болота за счет увеличения его площади и отложившегося к этому времени 4-метрового слоя торфа. Последнее косвенно подтверждают и противоположные тенденции аккумуляции торфа в период около 900–1066 л. н. на ТР Шерстобитовского рьяма, который находился на эвтрофной травяной стадии развития и имел менее мощный слой торфа и первичные озера на периферии этого болота. На указанном ТР произошло обсыхание и облесение поверхности и резко (до минимальных значений) понизилась скорость торфонакопления. Вполне вероятно, что здесь имело место кратковременное (не более 100 лет) прекращение торфонакопления. Климат данного периода, согласно [6, 19], сначала был теплым сухим, затем теплым влажным и холодным влажным. Последний совпадает по возрасту с глобальным похолоданием, минимумом Оорта (1010–1050 гг., или 940–900 л. н.). Около 900 л. н. произошел катастрофический переход данного участка болота на олиготрофную стадию развития. Такой переход, по нашему мнению, как и на других рьямах, мог быть обусловлен только наличием многолетнемерзлого водоупора. Сначала обсыхание и облесение поверхности привело к значительному понижению скорости торфонакопления или даже вызвало его кратковременное прекращение, а также создало условия для формирования многолетнемерзлого водоупора или слоя длительно оттаивающей сезонной мерзлоты в последующий период влажного направленного похолодания. С 900 до –14 л. н. (1964 г.) скорость торфонакопления снова повысилась, но была немного ниже, чем до периода ее снижения. Это был в основном Малый ледниковый период (МЛП). При этом около 525 л. н., в минимум Шперера (1450–1540 гг.), произошло значительное обсыхание, облесение поверхности рьяма и отло-

жение слоя соснового торфа. Все это, вероятно, и обусловило более низкий показатель скорости торфонакопления. Согласно датированию по ^{210}Pb и ^{137}Cs , с 1964 г. (–14...–12 л. н.) для верхнего 15-сантиметрового слоя получена максимальная скорость торфонакопления. Однако этот показатель отражает в основном еще не полное преобразование растительных остатков в торф.

На Гуськовском рьяме с 622,5 л. н. $V_{\text{пр}}$ торфа несколько понизилась, но оставалась относительно высокой до настоящего времени. Вероятнее всего, более низкий показатель $V_{\text{пр}}$ в значительной мере обусловлен как климатическими факторами – направленным потеплением и аридизацией климата после МЛП, так и аутогенным – ухудшением водного режима в связи с приобретением болотным массивом резко выпуклой формы, а также антропогенным – усадкой залежи в связи с влиянием мелиорации на водный режим рьяма.

Выводы

В результате проведенных исследований стратиграфии и динамики торфонакопления на рьямах Барабинской лесостепи установлено, что в начале суббореального периода голоцена заболачивание, т. е. отложение торфов на сапропелевидных ОМО озер или ОМО займищ, а также активизация торфонакопления происходили при потеплениях и возрастании влажности климата, чему способствовали предшествующие аридизация климата или сухие похолодания. В последующие периоды голоцена активизации торфонакопления благоприятствовали похолодания.

Наряду с обнаруженной синхронностью отклика исследованных рьямов на изменения палеоклимата и сходством трендов скоростей торфонакопления на некоторых стадиях их развития выявлены асинхронность, разнонаправленность трендов и значительные различия показателей скорости торфонакопления, которые отражают локальные условия формирования, особенно обусловленные местоположением первичных озер на болотных массивах. Сравнительный анализ динамики торфонакопления на трех рьямах установил значительное отрицательное влияние периферийных озер на скорости накопления торфа и углерода, особенно в засушливые периоды. Регрессии данных озер способствовали неоднократным обсыханиям и облесениям поверхности рьямов, что значительно снижало скорость торфонакопления или даже прекращало его, а возникающие при этом болотные пожары приводили к потере торфяных запасов. Обсыхания способствуют глубокому промерзанию торфяных залежей. Поэтому вполне вероятно, что в периоды последующих глобальных похолоданий формировались многолетнемерзлые водоупоры, способствующие катастрофической олиготрофизации растительных сообществ в периоды последующих потеплений. Однако закономерное повышение ско-



рости прироста при отложении верховых сфагновых торфов на Гуськовском рьяме на двух других гасилось палеопожарами, а в XX в. – современными пожарами и антропогенным влиянием – мелиорацией.

Общепризнано, что олиготрофизация болот Барабинской лесостепи – результат их аутогенного развития, постепенного процесса смены эвтрофной стадии на мезотрофную и далее на олиготрофную в условиях направленного похолодания климата верхнего голоцена [1, 11 и др.]. Мы согласны с наличием здесь аутогенной олиготрофизации. Однако на исследованных нами рьямах смена эвтрофных стадий на олиготрофную имела катастрофический характер и не связана с уменьшением трофности палеоэкопотоков по мере отложения торфов. По Н. А. Хотинскому [14], такой характер перехода болот Западной и Восточной Европы на атмосферное питание был обусловлен наличием водоупора – сильноразложившегося слоя торфа. Обсыхание и облесение болот Барабы происходило, но без значительного разложения торфа. Последнее не позволяет принять для рьямов Барабы и данное мнение. Возраст этих переходов приурочен к началу потеплений после глобальных похолоданий и совпадает с возрастом палеокриогенных процессов на болотах лесной зоны Западной Сибири [8]. Это свидетельствует о климатической обусловленности олиготрофизации и подтверждает наш вывод о влиянии многолетней мерзлоты на возникновение изученных нами рьямов и, соответственно, на динамику торфонакопления.

Работа выполнена при финансовой поддержке РАН в рамках государственного задания Института мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, проект № 121031300155-8, и регионального проекта РФФИ № 17-45-540063р_а «Комплексный геоэкологический мониторинг верховых болот Барабинской лесостепи Западной Сибири (Новосибирская область)».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Болотные** системы Западной Сибири и их природоохранное значение / О. Л. Лисс, Л. И. Абрамова, Н. А. Аветов и др. – Тула: Гриф и К°, 2001. – 584 с.
2. **Бронзова Г. Я.** Барабинские рьямы // Почвоведение. – 1936. – № 2. – С. 258–267.
3. **Всероссийский** научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации. Мировой центр данных. – URL: <http://aisori.meteo.ru/waisori>. – (Дата обращения: 02.04.2019).
4. **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.
5. **Косых Н. П.** Биологическая продуктивность болот лесостепной зоны // Вестн. ТГПУ. – 2009. – № 3 (81). – С. 87–90.
6. **Левина Т. П., Орлова Л. А.** Климатические ритмы голоцена юга Западной Сибири // Геология и геофизика. – 1993. – Т. 34, № 3. – С. 38–55.
7. **Лиштван И. И., Король Н. Т.** Основные свойства торфа и методы их определения. – Минск: Наука и техника, 1975. – 318 с.
8. **Прейс Ю. И.** Палеокриогенные процессы в торфяных отложениях юго-востока Западной Сибири // Арктика, Субарктика: мозаичность, контрастность, вариативность криосферы: тр. междунар. конф. – Тюмень: Эпоха, 2015. – С. 305–308.
9. **Природные** радиоизотопы и ^{137}Cs в разрезе Шерстобитовского верхового болота Барабинской лесостепи (Западная Сибирь) / Г. А. Леонова, М. С. Мельгунов, К. А. Мезина и др. // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2021. – № 1(45). – С. 96–109.
10. **Смоляницкий Л. Я.** Некоторые закономерности формирования дернины сфагновых мхов // Ботанический журнал. – 1977. – Т. 62, № 9. – С. 1262–1272.
11. **Степанова В. А., Волкова И. И.** Особенности генезиса Николаевского рьяма в лесостепи Западной Сибири // Вестн. ТГУ. Биология. – 2017. – № 40. – С. 202–223.
12. **Торфяные** месторождения и их разведка / С. Н. Тюремнов, И. Ф. Ларгин, С. Ф. Ефимова, Е. И. Скобеева. – М.: Недра, 1977. – 264 с.
13. **Фадеева В. П., Тихова В. Д., Никуличева О. Н.** Элементный анализ органических соединений с использованием автоматических CHNS-анализаторов // Журнал аналитической химии. – 2008. – Т. 63, № 11. – С. 1197–1210.
14. **Хотинский Н. А.** Голоцен Северной Евразии. – М.: Наука, 1977. – 197 с.
15. **A high-resolution GIS-based inventory of the west Siberian peat carbon pool** / Y. Sheng, L. C. Smith, G. M. MacDonald et al. // Global Biogeochem Cycles. – 2004. – Vol. 18, GB3004.
16. **An abrupt** ecosystem change in Lake Belye, southern Western Siberia: palaeoclimate versus local environment / S. K. Krivonogov, M. Yamamuro, H. Takahara et al. // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2012. – Vol. 331–332. – P. 194–206.
17. **Borren W., Bleuten W., Lapshina E. D.** Holocene peat and carbon accumulation rates in the southern taiga of Western Siberia // Quaternary Research. – 2004. – Vol. 61. – P. 42–51.
18. **Carbon** pools and accumulation in peatlands of the Former Soviet Union / M. S. Boch, K. I. Kobak, T. S. Vinson, T. P. Kolchugina // Global Biogeochemical Cycles. – 1995. – Vol. 9, no. 1. – P. 37–46.
19. **Environmental** dynamics of the Baraba forest-steppe (Siberia) over the last 8000 years and their impact on the types of economic life of the population / S. Zhilich, N. Rudaya, S. Krivonogov, et al. // Quaternary Science Reviews. – 2017. – Vol. 163. – P. 152–161.
20. **Intcal13** and Marine13 Radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years calBP / P. J. Reimer,



E. Bard, A. Bayliss, et al. // Radiocarbon. – 2013. – Vol. 55(3). – P. 1869–1887.

21. Stuiver M., Reimer P. J. CALIB 7.0.4. Calib 7.0.4. Calib Manual. Quaternary Isotope Laboratory, University of Washington, 2014.

REFERENCES

1. Liss O.L., Abramova L.I., Avetov N.A., et al. *Bo- lotnyye sistemy Zapadnoy Sibiri i ikh pripodookhran- noye znachenije* [Swamp systems of Western Siberia and their nature conservation value]. Tula, Grif i K° Publ., 2001. 584 p. (In Russ.).

2. Bronzova G.Ya. [Baraba riams]. *Pochvovedeniye*, 1936, no. 2, pp. 258–267. (In Russ.).

3. *Vserossiyskiy nauchno-issledovatel'skiy institut gidrometeorologicheskoy informatsii – Mirovoy tsentr dannykh* [All Russian Research Institute of Hydrometeorological Information – World Data Centre (RIHMI-WDC)]. URL: <http://aisori.meteo.ru/ClimateR> (accessed date: 02.04.2019). (In Russ.).

4. Elina G.A., Yurkovskaya T.K. [Methods of determining of paleohydrological regime as a base for evaluating the grounds of the bog vegetation successions]. *Botanicheskij zhurnal*, 1992, vol. 77, no. 7, pp. 120–124. (In Russ.).

5. Kosykh N.P. [Biology productivity of bog in forest-steppe]. *Vestnik Tomskogo gosudarstvennogo pedagogicheskogo universiteta – Tomsk State Pedagogical University Bulletin*, 2009, no. 3 (81), pp. 87–90. (In Russ.).

6. Levina T.P., Orlova L.A. [Holocene climatic rhythms of southern West Siberia]. *Geologiya i geofizika*, 1993, vol. 34, no. 3, pp. 38–55. (In Russ.).

7. Lishtvan I.I., Korol N.T. *Osnovnyye svoystva torfa i metody ikh opredeleniya* [Main properties of peat and methods for their determination]. Minsk, Nauka i tekhnika Publ., 1975, 318 p. (In Russ.).

8. Preys Yu.I. [Paleocryogenic processes in peat deposits of the south-east of West Siberia]. *Arktika, Subarktika: mozaichnost, kontrastnost, variativnost kriosfery: trudy mezhdunarodnoy konferentsii* [Arctic, Subarctic: mosaic, contrast, variability of the cryosphere: Proceedings of the International Conference]. Tyumen, Epokha Publ., 2015, pp. 305–308. (In Russ.).

9. Leonova G.A., Melgunov M.S., Mezina K.A., et al. [Natural radioisotopes and ¹³⁷Cs in the section of the Sherstobitovo peatbog of the Baraba forest-steppe (Western Siberia)]. *Geologiya i mineralno-syryevyye resursy Sibiri – Geology and Mineral Resources of Siberia*, 2021, no. 1 (45), pp. 96–109. (In Russ.).

10. Smolyanitskiy L.Ya. [Some regularities of the sod cover formation of sphagnum mosses]. *Botanicheskij zhurnal*, 1977, vol. 62, no. 9, pp. 1262–1272. (In Russ.).

11. Stepanova V.A., Volkova I.I. [Genesis features of the Nikolaevka ryam in the forest-steppe of Western Siberia]. *Vestnik TGU. Biologiya – Tomsk State University Journal of Biology*, 2017, no. 40, pp. 202–223. (In Russ.).

12. Tyuremnov S.N., Largin I.F., Efimov S.F., Skobeeva E.I. *Torfyanyye mestorozhdeniya i ikh razvedka* [Peat deposits and their exploration]. Moscow, Nedra Publ., 1977. 264 p. (In Russ.).

13. Fadeeva V.P., Tikhonova V.D., Nikulicheva O.N. [Elemental analysis of organic compounds with the use of automated CHNS analyzers]. *Zhurnal organicheskoy khimii – Russian Journal of Organic Chemistry*, 2008, vol. 63, no. 11, pp. 1197–1210. (In Russ.).

14. Khotinskiy N.A. *Golotsen Severnoy Evrazii* [The Holocene of northern Eurasia]. Moscow, Nauka Publ., 1977. 198 p. (In Russ.).

15. Sheng Y., Smith L.C., MacDonald G.M., et al. A high-resolution GIS-based inventory of the west Siberian peat carbon pool. *Global Biogeochem Cycles*, 2004, vol. 18, GB3004.

16. Krivonogov S.K., Yamamuro M., Takahara H., et al. An abrupt ecosystem change in Lake Belye, southern Western Siberia: palaeoclimate versus local environment. *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*. 2012, vol. 331–332, pp. 194–206.

17. Borren W., Bleuten W., Lapshina E.D. Holocene peat and carbon accumulation rates in the southern taiga of Western Siberia. *Quaternary Research*, 2004, vol. 61, pp. 42–51.

18. Boch M.S., Kobak K.I., Vinson T.S., Kolchugina T.P. Carbon pools and accumulation in peatlands of the Former Soviet Union. *Global Biogeochemical Cycles*, 1995, vol. 9, no. 1, pp. 37–46.

19. Zhilich S., Rudaya N., Krivonogov S., et al. Environmental dynamics of the Baraba forest-steppe (Siberia) over the last 8000 years and their impact on the types of economic life of the population. *Quaternary Science Reviews*, 2017, vol. 163, pp. 152–161.

20. Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., et al. Intcal13 and Marine13 Radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years calBP. *Radiocarbon*, 2013, vol. 55(3), pp. 1869–1887.

21. Stuiver M., Reimer P.J. CALIB 7.0.4. Calib 7.0.4. Calib Manual. Quaternary Isotope Laboratory, University of Washington, 2014.

© Ю. И. Прейс, Г. А. Леонова, А. Е. Мальцев, 2022