Криосфера Земли, 2016, т. XX, № 4, с. 45–58 **http://www.izdatgeo.ru**

УДК 551.343 DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2016-4(45-58)

РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИЕ КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ: ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ ЗА 2010–2015 ГОДЫ

А.И. Кизяков[1], М.О. Лейбман[2,3]

[1] *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический ф-т, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия; akizyakov@mail.ru*
[2] *Институт криосферы Земли СО РАН, 625000, Тюмень, а/я 1230, Россия*
[3] *Тюменский государственный университет, 625003, Тюмень, ул. Володарского, 6, Россия*

Представлен обзор 110 публикаций (около 40 в российских и более 70 в зарубежных изданиях), посвященных изучению рельефообразующих криогенных процессов. Большинство из них опубликовано в последние 5 лет. Рассмотрены основные направления исследований, методы и результаты, полученные отечественными и зарубежными научными коллективами. Значительная часть современных публикаций базируется на комплексных междисциплинарных исследованиях в криолитозоне, в которых участвуют коллективы ученых разных специальностей и представители различных научных школ. В публикациях отмечается неоднозначность трактовки объема понятий, вкладываемых в определения отдельных криогенных процессов. В связи с этим при рассмотрении криогенных процессов в настоящей статье авторы опираются на Многоязычный словарь терминов по мерзлоте, принятый Международной ассоциацией по мерзлотоведению. Обсуждаются результаты, полученные в ходе исследований термокарста, термоэрозии, термоабразии, термоденудации, криогенного пучения, криогенных склоновых процессов.

Криогенные процессы, термокарст, пучение, термоэрозия, термоабразия, термоденудация, криогенные склоновые процессы

CRYOGENIC RELIEF-FORMATION PROCESSES: A REVIEW OF 2010–2015 PUBLICATIONS

A.I. Kizyakov[1], M.O. Leibman[2,3]

[1] *Lomonosov Moscow State University, Department of Geography, 119991, Moscow, Leninskie Gory, 1, Russia; akizyakov@mail.ru*
[2] *Earth Cryosphere Institute, SB RAS, 625000, Tyumen, P/O box 1230, Russia*
[3] *Tyumen State University, 625003, Tyumen, Volodarskogo str., 6, Russia*

The paper presents a review of 110 publications, almost 40 in Russian and more than 70 in international journals, devoted to the study of cryogenic relief-forming processes and published mainly during the last 5 years. This review focuses primarily on research trends and methods, as well as results obtained by Russian and international research teams. A substantial part of recent publications is based on the integrated interdisciplinary studies in the permafrost regions, involving groups of researchers with different expertise, and representatives of various scientific schools. Ambiguous interpretation of the scope of concepts and definitions, determining specific cryogenic process, is noticed in the analyzed publications. Accordingly, in their considerations of the cryogenic processes, the authors of the paper rely on the multilingual Glossary on permafrost adopted by the International Permafrost Association. The results obtained in the course of studies of thermokarst, thermoerosion, thermoabrasion, thermodenudation, frost heaving, and cryogenic slope processes are considered in the paper.

Cryogenic processes, thermokarst, frost heaving, thermal erosion, thermal abrasion, thermal denudation, cryogenic slope processes

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая статья представляет собой обзор научных публикаций, ограниченных преимущественно периодом 2010–2015 гг. и посвященных изучению криогенных процессов, их реакции на климатические изменения, а также перестройке природных систем, связанной с активизацией этих процессов. Обзор был сделан в рамках подготовки раздела “Криогенные процессы, в том числе термоабразия, термокарст и недавние изменения в развитии термокарстовых озер” (“Permafrost-related processes, coastal erosion, thermokarst and recent changes in thaw lake development”) в международном докладе “Снег, вода, лед и мерзлота в Арктике” (“Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA-2015)”) в дополнение к предыдущему докладу (SWIPA-2011); были добавлены и более ранние отечественные публикации, не принятые во внимание в предыдущих обзорах. Изучено более 200 публикаций, включая классические исследования криогенных процессов, из которых 110 вошли в список литературы. Цель статьи – обобщить реальные сведения об активности криоген-

© А.И. Кизяков, М.О. Лейбман, 2016

ных процессов в связи с колебаниями климата и ввести спекулятивные заключения о "деградации мерзлоты" в строго научное русло.

Деградация (сокращение мощности и(или) площади) многолетнемерзлых пород (ММП) и сопутствующие ей проявления в рельефе связаны с активизацией широкого комплекса процессов, таких как термокарст (оттаивание льдистых ММП или подземных льдов с последующим оседанием дневной поверхности и формированием водоема), термоэрозия (термическое и механическое воздействие текущей воды) и склоновые процессы (смещение вниз по склонам горных пород за счет крипа, солифлюкции и криогенного оползания с образованием криогенных оползней скольжения и криогенных оползней течения). В то же время локальное новообразование ММП в комплексе с взаимосвязанными процессами (такими как морозобойное растрескивание и морозное пучение, в том числе с формированием многолетних бугров пучения) наблюдается на фоне отмечаемых трендов потепления климата. Например, при спуске термокарстовых озер талики оказываются в зоне воздействия отрицательных среднегодовых температур, подвергаются промерзанию с формированием сегрегационных и инъекционно-сегрегационных подземных льдов.

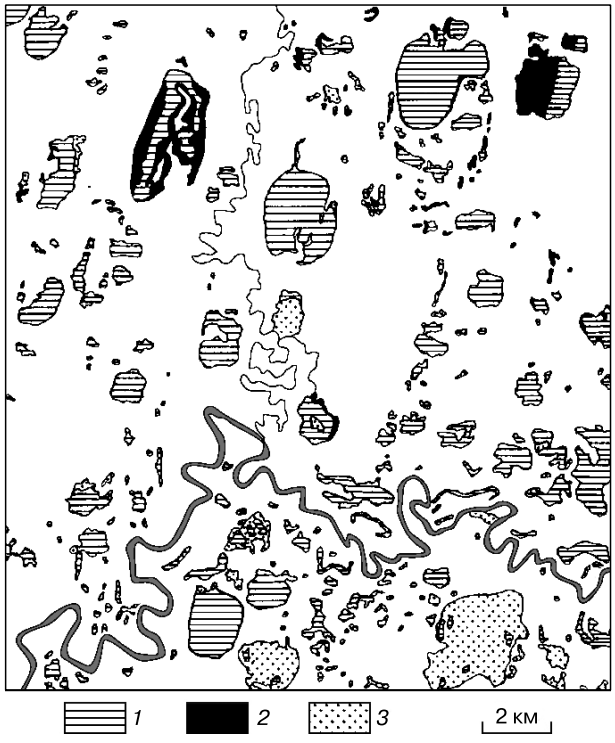


Рис. 1. Схема изменения распространения термокарстовых озер на участке Яно-Индигирской низменности в 1972–2000 гг. [*Кравцова, Быстрова, 2009*].

1 – вода в 1972 и 2000 гг.; *2* – суша в 1972 г., покрытая водой в 2000 г.; *3* – вода в 1972 г., ставшая сушей в 2000 г.

ТЕРМОКАРСТ

Образование термокарстовых форм рельефа связано с протаиванием высокольдистых ММП или вытаиванием подземных льдов [*van Everdingen, 2005*]. Проявляется термокарст в различных формах [*Jorgenson et al., 2008; Kokelj, Jorgenson, 2013*]. Накопление воды в понижениях, сформировавшихся при таянии подземных льдов, приводит к образованию озера и его дальнейшей эволюции. Глубина термокарстовых озер, определяющаяся объемом подземных льдов и глубиной подозерного талика, изменяется от 1–3 до 10–20 м и более [*Shur et al., 2012*]. Тепловая просадка более 20 м наблюдается в термокарстовых озерах, сформировавшихся в отложениях ледового комплекса, содержащих большие объемы полигонально-жильных льдов [*Соловьев, 1962; Конищев, 2011; Romanovskii et al., 2004; Grosse et al., 2007, 2013; Shur et al., 2012; Kokelj, Jorgenson, 2013; Morgenstern et al., 2013; Schirrmeister et al., 2013; Kanevskiy et al., 2014; Ulrich et al., 2014*]. Значительные мощности пластовых льдов (например, на севере Западной Сибири) также приводят к тепловой осадке с образованием озер глубиной до 30–50 м [*Баду и др., 1986; Крицук, 2010*]. Помимо собственно термокарста в эволюции термокарстовых озер принимает участие комплекс береговых и склоновых процессов [*Biskaborn et al., 2013*].

Динамика термокарстовых озер рассматривается рядом исследователей как индикатор климатических изменений в Арктике [*Кравцова, Тарасенко, 2011*]. Широко применяются данные дистанционного зондирования Земли для мониторинга изменений озер на Аляске [*Jorgenson et al., 2008, 2012; Arp et al., 2011; Jones et al., 2011, 2012; Parsekian et al., 2011; Roach et al., 2011; Hinkel et al., 2012; Necsoiu et al., 2013; Liu et al., 2014; Raynolds et al., 2014*], Канаде [*Bouchard et al., 2011; Carroll et al., 2011; Sannel, Kuhry, 2011*], Китае [*Ling et al., 2012; Pan X. et al., 2014*], России [*Кравцова, Тарасенко, 2011; Брыксина, Кирпотин, 2012; Санников, 2012; Sannel, Kuhry, 2011; Iijima et al., 2012; Biskaborn et al., 2013; Sjöberg et al., 2013; Trofaier et al., 2013; Liu et al., 2014; Manasypov et al., 2014*] и Швеции [*Sannel, Kuhry, 2011*]. Продолжается развитие математических методов в части моделирования морфологии ландшафтов озерно-термокарстовых и эрозионно-термокарстовых равнин при изменяющемся климате [*Викторов и др., 2015*].

Увеличение и уменьшение площадей озер как реакция на климатические изменения имеет региональный характер (рис. 1, 2) [*Кравцова, Быстрова, 2009*] и связано с ландшафтными и местными климатическими факторами. В целом в криолито-

зоне наблюдается увеличение количества и площади термокарстовых озер в районах сплошного распространения ММП и их сокращение в районах прерывистого и островного распространения ММП [*Smith et al., 2005; Jones et al., 2011*].

Отмечается различная динамика для больших и малых озер. В тундре в наибольшей степени изменениям площади подвержены малые озера [*Carroll et al., 2011*]. Образование новых малых озер и сокращение и исчезновение средних и крупных озер характерно для всей Западной Сибири [*Брыксина, Кирпотин, 2012; Брыксина, Полищук, 2015*], а также для северо-востока Аляски на п-ове Сьюард [*Jones et al., 2011*] и в торфяниках в зоне островного распространения ММП на севере Швеции [*Sannel, Kuhry, 2011*]. В то же время расширяются озера в аласных котловинах Центральной Якутии в долине р. Лена [*Iijima et al., 2012*].

Разнонаправленные изменения размеров термокарстовых озер выявлены в зоне таежных лесов Аляски [*Roach et al., 2011; Jorgenson et al., 2012; Chen et al., 2013*]. На территории Канады отмечено значительное сокращение площади озер в северной части и увеличение в южной части региона [*Carroll et al., 2011*]. Отсутствуют существенные изменения размеров термокарстовых озер в торфяниках в районах сплошного и прерывистого распространения ММП на побережье Гудзонова залива (Канада) и на северо-востоке европейской части России [*Sannel, Kuhry, 2011*]. Таким образом, исследователями отмечаются значительные региональные различия в динамике термокарстовых озер, что помимо отражения природных закономерностей может быть также следствием различий методик исследований и использования разых исходных данных.

Наряду с межгодовой динамикой озера испытывают значительные сезонные колебания размеров. Так, от начала к концу летнего периода в Центральной Якутии сокращение площади озер на низких геоморфологических уровнях достигает 30 % [*Кравцова, Тарасенко, 2011*], а в низменности р. Юкон на Аляске – до 42 % [*Chen et al., 2013*]. Представляется принципиально важным установленный эффект сокращения площади водной поверхности озер, отмечаемый в условиях активного развития термокарста [*Parsekian et al., 2011; Jorgenson et al., 2012*]. Образование прибрежных полос плавучей болотной растительности свидетельствует о быстрой деградации верхних горизонтов ММП и расширении озер [*Parsekian et al., 2011; Chen et al., 2013*].

Расширение термокарстовых озер происходит за счет термоабразионного разрушения берегов и дальнейшей тепловой просадки дна. Измеренные скорости отступания берегов озер на Аляске находятся в диапазоне от 0–2 м/год в мелких озерах до



Рис. 2. Термокарстовые озера полуострова Ямал (фото М.О. Лейбман).

1–8 м/год в более глубоких озерах [*Arp et al., 2011*].

Сокращение площади озер создает множественные обратные связи с климатом через изменение альбедо поверхности, испарение и баланс углерода [*Carroll et al., 2011*]. В днищах спущенных озер накапливается торф, способствующий формированию и сохранению линз мерзлых пород [*Shur, Jorgenson, 2007; Jones et al., 2012; Kanevskiy et al., 2014*]. В ряде случаев промерзание подозерных таликов начинается с формирования пальс на участках быстрого торфонакопления, где поверхность растительности поднимается над уровнем воды [*Kuhry, 2008; Seppälä, 2011; Shur et al., 2011*]. В благоприятных климатических условиях многолетнее промерзание, начинающееся с краев озерных котловин, сопровождается морозобойным растрескиванием и морозным пучением пород [*Конищев, 2011; Jones et al., 2012*].

Среди факторов, определяющих развитие термокарста, соотношение атмосферных осадков и величины испарения играет более важную роль, чем повышение температуры воздуха [*Конищев, 2011*]. Именно поэтому образование новых и расширение существующих озер в аласных котловинах Центральной Якутии происходит только в годы с повышенным количеством осадков, приводящим к увеличению увлажнения и мощности сезонноталого слоя (СТС) [*Босиков, 2007; Iijima et al., 2012*].

Современные температурные условия Якутских приморских низменностей с широким распространением пород ледового комплекса благоприятны для образования многочисленных форм начальных стадий термокарста, однако на возвышенностях (едомах) потенциал их дальнейшего

развития ограничен из-за хорошего дренажа вследствие расчлененного рельефа, а также из-за накопления теплоизолирующего слоя органического вещества в начальных термокарстовых формах [*Morgenstern et al., 2011; Shur et al., 2012*]. В существующих аласах дальнейшее развитие термокарстовых озер также ограничено, поскольку подстилающие породы уже испытали протаивание, а отложения, промерзшие после первоначального спуска озер, не содержат мощных горизонтов высокольдистых пород [*Morgenstern et al., 2011*].

Таким образом, отсутствует единый для криолитозоны тренд реакции термокарстовых форм на современное потепление климата. Выявленные изменения площади термокарстовых озер связаны с региональными и местными ландшафтными и климатическими факторами.

ТЕРМОЭРОЗИЯ

Термоэрозия определяется как процесс размыва поверхностных отложений за счет теплового и механического воздействия водных потоков [*van Everdingen, 2005*].

Развитие эрозионной сети в криолитозоне, особенно в северных районах, как правило, происходит по полигональной решетке, поскольку понижения над жилами представляют собой естественные каналы стока с льдистым дном (рис. 3, 4). Развитие оврагов в районах распространения полигонально-жильных льдов приводит к формированию крупной овражной сети [*Fortier et al., 2007; Haltigin et al., 2012*]. Глубина таких оврагов, как правило, от 1 до 5 м, длина может достигать сотен метров [*Godin, Fortier, 2012*], хотя в районах с более мощными (высотой более 40 м) полигонально-жильными льдами на севере Якутии, авторами наблюдались овраги глубиной более 30 м.

Многолетний мониторинг скоростей развития термоэрозионных форм в различных типах отложений проводился на о. Байлот в Канаде [*Godin, Fortier, 2012*]. Результаты этого пространственно-временного мониторинга за период 1958–2012 гг., включающего полевые наблюдения, съемку с применением дифференциальных GPS, анализ серий разновозрастных аэрофотоснимков (АФС) и космоснимков, показывают, что часть оврагов стабилизировалась, в то время как другие развивались в период 2007–2011 гг. со скоростями от (14 ± 3) до (25 ± 4) м/год.

Скорости роста термоэрозионных форм могут увеличиваться в связи с другими природными явлениями, такими как криогенное оползание, просадки, связанные с нестабильностью температурного режима ММП, активное расширение водобойных колодцев в верховьях оврагов. В то же время развитие растительного покрова, иссушение пород СТС и связанное с этим их охлаждение могут привести к стабилизации оврагов [*Godin, Fortier, 2012*].

Речная термоэрозия наиболее активно проявляется во время весеннего половодья, когда речные воды затапливают мерзлые берега, вызывая термический и механический размыв пород. Активизация речной эрозии также может наблюдаться летом во время дождевых паводков. В дельте Лены высокая межгодовая изменчивость скорости отступания берегов островов связана с различными продолжительностью и сроками паводка. Всего за несколько дней паводка в 2010 г. берег на одном из участков отступил на 22 м [*Costard et al., 2014*]. Скорость размыва контролируется как температурой воды, так и льдистостью отложений, слагающих берега [*Dupeyrat et al., 2011*]. Эрозионный размыв берегов, сложенных высокольдистыми



Рис. 3. Термоэрозия по сети полигонально-жильных льдов на Северном Ямале, вид с вертолета (фото М.О. Лейбман).

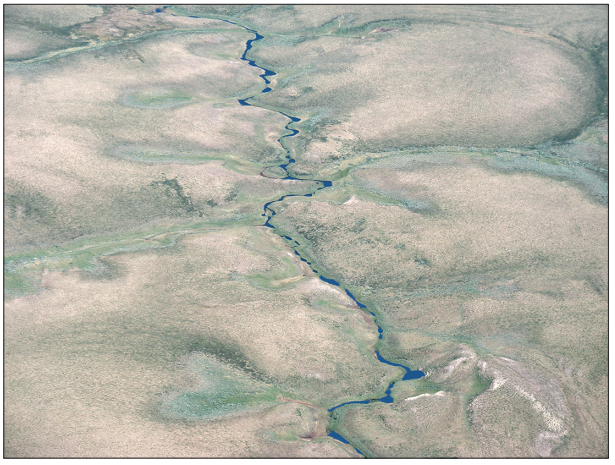


Рис. 4. Четкообразные русловые формы на Центральном Ямале, вид с вертолета (фото М.О. Лейбман).

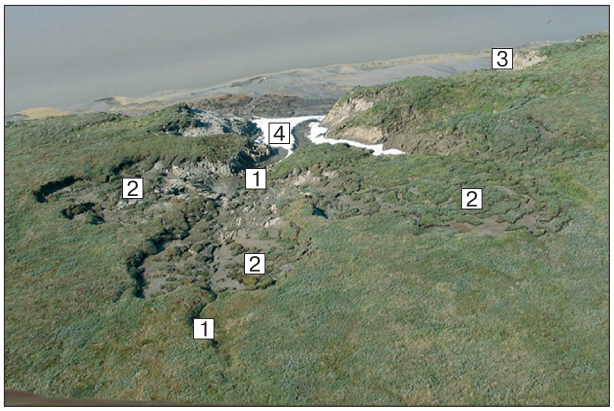


Рис. 5. Комплекс процессов разрушения берегов (фото М.О. Лейбман).

1 – термоэрозия; *2* – криогенное оползание; *3* – термоабразия; *4* – нивация.



Рис. 6. Блоковое обрушение берегового уступа над волноприбойной нишей (фото М.О. Лейбман).

ММП, дополняется термоденудацией на береговых уступах [*Shur et al., 2002*].

В эрозионных бассейнах малых рек наблюдается взаимодействие комплекса гидрологических и криогенных процессов, одним из результатов которого являются четкообразные русла (см. рис. 4). Формирование четкообразных русел в верхних звеньях эрозионной сети с V-образным поперечным профилем преимущественно связано с криогенным оползанием, в результате которого образуются подпорные участки с временными проточными водоемами. В средних звеньях эрозионной сети с U-образным поперечным профилем преобладающую роль в формировании четкообразного русла играет термокарст по ледяным жилам на дне водотоков [*Губарьков, Лейбман, 2010; Gubarkov et al., 2014*].

Термоэрозионные овраги оказывают влияние на локальный сток и через степень увлажнения пород СТС определяют характер распределения и видовой состав растительного покрова. От режима развития термоэрозионных оврагов зависит изменчивость процессов осадконакопления в нижних звеньях речных систем [*Godin, Fortier, 2012*]. Предполагается, что термоэрозия активизируется в связи с потеплением климата [*Kokelj, Jorgenson, 2013*], однако локальные особенности рельефа конкретного водосбора и обратные связи с гидрологическими процессами и сменой растительных ассоциаций вносят существенные коррективы в наблюдаемые зависимости.

РАЗРУШЕНИЕ МОРСКИХ БЕРЕГОВ

Разрушение берегов включает две основные составляющие – термоабразию и термоденудацию береговых уступов, сложенных ММП (рис. 5, 6). Сама же береговая зона морей с мерзлыми берега-



Рис. 7. Термоденудация в условиях распространения ледового комплекса и пластовых льдов (фото А.И. Кизякова).

а – термотерраса на о. Котельный, формирующаяся в результате превышения скорости термоденудации отложений ледового комплекса над скоростью береговой абразии; *б* – береговой термоцирк на Югорском полуострове, связанный с вскрытием и вытаиванием залежи пластового льда.

ми рассматривается как специфическая природная система с комплексом прямых и обратных связей [*Васильев и др., 2001, 2011; Григорьев и др., 2006; Арэ, 2012*]. Влияние потепления климата на разрушение берегов выражается через сокращение ледовитости морей и повышение температуры воздуха и морской воды.

Осредненная для всего арктического побережья скорость отступания берегов составляет примерно 0.5 м/год, однако на разных участках берега скорости сильно различаются и изменяются со временем [*Lantuit et al., 2013*]. В результате анализа данных многолетнего мониторинга динамики морских берегов Западного Ямала в районе Марре-Сале с конца 1970-х гг. средняя скорость отступания берега составила около 1.7 м/год, максимальная – 3.3 м/год [*Васильев и др., 2011*].

Исследования 2008–2012 гг. показали рост скорости разрушения берегов на побережье Аляски и в ряде других регионов [*Lantuit et al., 2013*]. На побережье моря Бофорта в заливе Эльсон на севере Аляски осредненные скорости отступания берегов в период 2003–2011 гг. составляли 1–4 м/год [*Tweedie et al., 2012*]. Эти скорости ниже, чем в других районах моря Бофорта, поскольку берег защищен островами. Для открытых участков берегов моря Бофорта, сложенных высокольдистыми породами, средние скорости отступания достигали 5.7–7.5 м/год (1955–1979), 7.5 м/год (1979–2002), 8.5 м/год (2002–2007) и 13.8 м/год (2007–2009) [*Jones et al., 2009*].

Подобные высокие скорости отступания льдистых берегов характерны и для восточного сектора Российской Арктики. В Восточно-Сибирском море средняя скорость отступания берегов, сложенных породами ледового комплекса, составляет 2.4–4.3 м/год, максимальная достигает 11–15 м/год [*Григорьев и др., 2006*]. Для Чукотского моря средние скорости отступания льдистых берегов в 1930–1950 гг. составляли 0.5–4.0 м/год, а максимальные – до 6 м/год [*Григорьев и др., 2006*].

Несмотря на то что термоабразия определяется действием волн и температурой морской воды, повышение температуры воздуха влияет на разрушение берегов через термоденудацию, определяя скорость оттаивания льда и мерзлых пород в береговых уступах [*Арэ, 2012; Kizyakov et al., 2003; Günther et al., 2013*]. В западном секторе Российской Арктики в последние годы отмечается активизация темпов термоденудации на береговых уступах, приводящая к росту термоцирков, связанных с вытаиванием залежей пластовых льдов (рис. 7). Результаты наблюдений на берегах Карского моря свидетельствуют, что высокие скорости разрушения берегов в 2007–2010 гг. связаны с активизацией термоденудации. Скорости роста термоцирков достигали 13 м/год на Югорском полуострове [*Хомутов, Лейбман, 2008*] и 8 м/год на мысе Сопочная Карга в Енисейском заливе [*Гусев, 2011*].

Совместный анализ полевых наблюдений и данных дистанционного зондирования позволил определить скорости роста термоцирков на о. Колгуев (Баренцево море). В 2009–2012 гг. они достигали 14.5–15.1 м/год при средних скоростях около 2.6 м/год [*Кизяков и др., 2013*]. В этот же период отмечался рост скорости термоабразии, увеличившейся по сравнению с периодом 2002–2009 гг. с 0.84 до 1.97 м/год [*Кизяков и др., 2013; Perednya et al., 2003*]. Такие высокие скорости разрушения берегов связаны с увеличением продолжительности динамически активного периода в этой части Баренцева моря и повышением температуры воздуха.

Для Ляховских островов в море Лаптевых определены меньшие величины отступания берегов – 0.5–5.4 м/год за счет термоабразии и до 5.9 м/год за счет термоденудации [*Пижанкова, Добрынина, 2010; Пижанкова, 2011*]. На о. Муостах отмечается рост средней скорости термоабразии с 1.8 м/год, наблюдавшейся с 1951 г., до 3.4 м/год в 2010–2013 гг. Средняя скорость термоденудации в последние годы составляла 3.1 м/год [*Günther et al., 2015*]. Для п-ова Быковский, расположенного недалеко от о. Муостах, определены не столь высокие скорости разрушения берегов, в 1951–2006 гг. составлявшие 0.59–1.05 м/год. Это объясняется большим объемом наносов благодаря близости к дельте Лены, а также местными особенностями топографии дна, ограничивающими развитие волн [*Lantuit et al., 2011*].

Существенный вклад в отступание берегов может вносить и термоэрозия, развивающаяся в результате таяния снега, накопившегося на поверхности береговых уступов. В отдельные годы с большим количеством зимних атмосферных осадков и ослабленной волновой активностью термоэрозия и криогенное оползание, спровоцированные таянием снега, доминируют среди процессов разрушения берегов [*Губарьков и др., 2008*].

Таким образом, разрушение берегов – результат действия термоабразии и комплекса процессов на береговых уступах, ведущими из которых являются термоденудация, криогенные склоновые процессы и термоэрозия. Влияние гидрометеорологических факторов на скорость разрушения берегов определяется летней температурой воздуха, количеством летних и зимних атмосферных осадков и волновой активностью, в частности, частотой штормов, зависящей от ледовитости акватории и продолжительности динамически активного периода.

КРИОГЕННОЕ ПУЧЕНИЕ

Сезонное пучение представляет собой движение поверхности вверх, связанное с образованием

льда в слое сезонного протаивания вследствие замерзания поровой воды и миграции влаги к фронту промерзания, где и образуются линзы льда [*van Everdingen, 2005*].

Для оценки годовых циклов движения поверхности за счет криогенного пучения помимо непосредственных полевых измерений применяется метод спутниковой радиолокационной интерферометрии (InSAR) [*Чимитдоржиев и др., 2013; Fortier et al., 2012; Liu et al., 2014*]. При этом необходимо учитывать, что циклы годового пучения могут накладываться на линейный тренд просадки поверхности за счет увеличения мощности СТС, а также на неотектонические и гляциоизостатические движения [*Fortier et al., 2012*].

Многолетнее пучение проявляется в виде миграционных и инъекционных бугров пучения (см. рисунок на обложке, рис. 8), в том числе приуроченных к торфяникам. В результате зимнего промерзания торфяников из-за разности теплопроводности торфа в мерзлом и талом состояниях формируются ядра многолетнемерзлых пород [*Васильчук и др., 2013; Chizhova et al., 2012*]. В связи с этим распространение торфяников в отдельных регионах на южной границе криолитозоны является основным условием существования ММП, поскольку ядра мерзлых пород ассоциированы с торфяными буграми [*Daanen, 2012*].

В результате стационарных наблюдений на площадках в северной тайге Западной Сибири установлено, что, несмотря на начавшееся в 1970-х гг. потепление климата, многолетнее пучение активно развивается в пределах плоскобугристых торфяников и центральных частей бугров пучения в зимы с малым количеством снега [*Пономарева и др., 2012*]. Таким образом, бугры пучения в этом регионе находятся в состоянии неустойчивого равновесия. С участками современного криогенного пучения связано новообразование ММП под ежегодно растущими бугорками и небольшими грядами [*Бердников, 2012; Осадчая, Тумель, 2012; Пономарева и др., 2012*].



Рис. 8. Растущий бугор пучения в русле ручья, район пос. Харасавей (фото М.О. Лейбман).

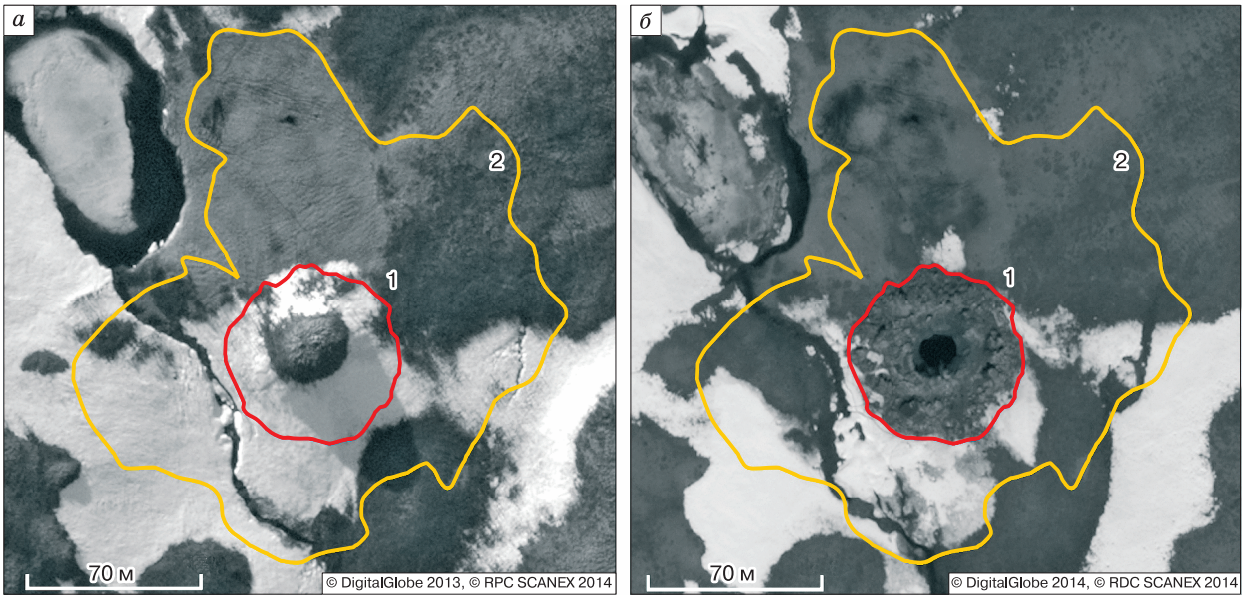


Рис. 9. Воронка газового выброса на Ямале на космических снимках сверхвысокого разрешения [*Кизяков и др., 2015*].

а – бугор, предшествовавший образованию воронки (снимок WorldView-1 от 09.06.2013 г.); *б* – существующая воронка (снимок WorldView-1 от 15.06.2014 г.). 1 – внешняя граница бруствера воронки; 2 – граница зоны разброса материала из воронки.

Криогенное пучение – основной механизм образования многолетних инъекционных бугров пучения (гидролакколитов, булгунняхов или пинго), которые определяются как многолетние бугры пучения, содержащие ледяное ядро, сформированное в результате внутригрунтовой инъекции воды [*van Everdingen, 2005*]. Подавляющее большинство булгунняхов (82 %) расположены в зоне тундр [*Grosse, Jones, 2011*] и приурочены к днищам спущенных или зарастающих озер [*Андреев, 1936; Соловьев, 1952; Шполянская, 2013*]. Одним из достаточно хорошо изученных регионов со значительной концентрацией пинго являются прибрежные районы запада Канадской Арктики. Несколько пинго в этом районе разрушились полностью в течение последних 60 лет, а многие другие частично – за счет термоабразии в береговой зоне, вытаивания ледяного ядра, криогенных оползней и эрозии на склонах, ветрового раздува [*Mackay, Burn, 2011*]. В изучении условий и самого процесса формирования пинго активно применяются изотопные методы [*Yoshikawa et al., 2012*].

Новое криогенное явление – воронка газового выброса, обнаруженная на Центральном Ямале, стала объектом специальных исследований [*Кизяков и др., 2015; Leibman et al., 2014b*]. Происхождение кратера до сих пор достоверно неизвестно, предполагается, что аномально теплое лето 2012 г., повышение температуры ММП и разложение газовых гидратов с формированием бугра по типу булгунняха, но образованного за счет расширения газа, привели к его взрыву из-за высокого давления газа, скопившегося в его ядре (рис. 9) [*Лейбман, Кизяков, 2016*].

КРИОГЕННЫЕ СКЛОНОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Под склоновыми процессами понимается смещение пород вниз по склону под влиянием силы тяжести. Криогенные склоновые процессы включают медленные смещения пород, такие как крип (десерпция) и солифлюкция, и более быстрые смещения, например, различные формы криогенных оползней [*Каплина, 1965; Лейбман, Кизяков, 2007; van Everdingen, 2005; French, 2007*].

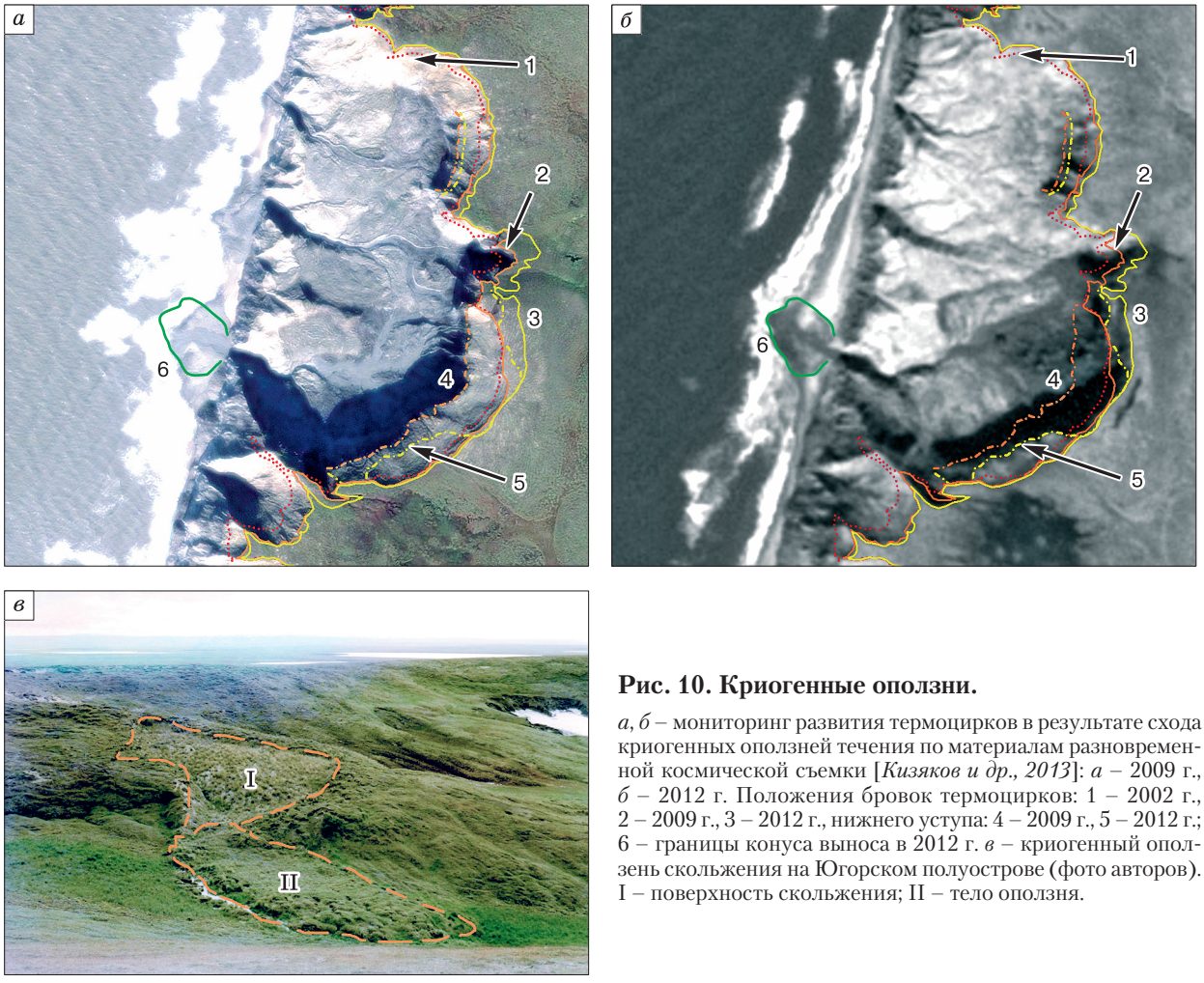


Рис. 10. Криогенные оползни.

а, б – мониторинг развития термоцирков в результате схода криогенных оползней течения по материалам разновременной космической съемки [*Кизяков и др., 2013*]: *а* – 2009 г., *б* – 2012 г. Положения бровок термоцирков: 1 – 2002 г., 2 – 2009 г., 3 – 2012 г., нижнего уступа: 4 – 2009 г., 5 – 2012 г.; 6 – границы конуса выноса в 2012 г. *в* – криогенный оползень скольжения на Югорском полуострове (фото авторов). I – поверхность скольжения; II – тело оползня.

Ниже рассматриваются результаты исследований преимущественно быстрых криогенных склоновых процессов, которые реагируют на короткопериодные изменения климата. Оползни в криолитозоне достаточно хорошо изучены и разделены на два основных типа: криогенные оползни течения, или оползни по подземному льду (retrogressive thaw slumps, earth/mud flows), и криогенные оползни скольжения (active-layer detachments) (рис. 10). Криогенные оползни течения образуются в результате таяния подземных льдов, содержащихся в ММП, в то время как криогенные оползни скольжения вызваны оттаиванием линз льда в основании СТС [*Leibman et al., 2014a*]. Эти типы криогенных оползней наблюдаются главным образом в зоне сплошного распространения ММП, где подземные льды, сформировавшиеся в период промерзания отложений, затем не протаивали.

Основными районами распространения и соответственно изучения криогенных оползней в Арктике являются Аляска [*Swanson, 2012*], север Канады [*Short et al., 2011; Lantuit et al., 2012; Sloan, Pollard, 2012; Brooker et al., 2014*], Центральный Ямал [*Лейбман, Кизяков, 2007; Хомутов, Лейбман, 2011; Ермохина, Мяло, 2013; Leibman et al., 2014a*]. В целом ряде работ рассмотрены воздействия криогенных оползней на перестройку тундровых экосистем и хозяйственные объекты [*Khomutov, 2012; Yermokhina, Myalo, 2012; Gubarkov et al., 2014; Ukraintseva et al., 2014*].

Факторы, определяющие активизацию криогенных оползней: увеличение количества атмосферных осадков и рост летней температуры воздуха. Если сохранится тенденция потепления, то, вероятно, следует ожидать активизации криогенных оползней скольжения в более северных районах, где сохраняются условия для льдонакопления в основании СТС, сопряженные с увеличением глубины протаивания. Сдвинется к северу также ареал проявления криогенных оползней течения, поскольку СТС будет достигать более глубоко залегающих залежей льда, в настоящее время не затрагиваемых сезонным протаиванием [*Leibman et al., 2014a*].

Возраст оползней определяется с помощью радиоуглеродного датирования погребенной органики [*Лейбман и др., 2000; Lantuit et al., 2012; Leibman et al., 2014a*]. На о. Хершел и ближайшем к нему побережье залива Маккензи (Канада) установлено, что предыдущая активизация криогенных оползней течения датируется 350–300 лет назад [*Lantuit et al., 2012*]. Активизация таких же явлений на Югорском полуострове, определенная по ритмам накопления отложений на конусе выноса, происходила 770–140 лет назад, среднее значение – 455 лет [*Лейбман, Кизяков, 2007*]. Учитывая погрешность этих датировок, можно предположить, что циклы в первые сотни лет имеют глобальный характер.

Что же касается ритмики криогенных оползней скольжения, то на Центральном Ямале по результатам радиоуглеродного датирования продолжительность циклов составляет от 350 до 500 лет [*Leibman et al., 2014a*].

Криогенные склоновые процессы оказывают существенное влияние на динамику тундровых растительных сообществ на значительных площадях [*Abbott et al., 2012; Flinn et al., 2012; Ukraintseva et al., 2012*]. Перераспределение химических элементов в почвенном покрове и поверхностном стоке после схода оползней определяет характер сукцессионных смен растительности и приводит к формированию мозаичности растительного покрова тундр в пределах склонов, затронутых оползнями [*Ребристая и др., 1995; Sloan, Pollard, 2012; Yermokhina, Myalo, 2012*]. Азональные высокоствольные ивы в подзоне типичных тундр на Ямале развиты на засоленных с поверхности морских отложениях и являются индикатором древних криогенных оползней; на этом основано картирование оползневого процесса с использованием АФС и космических снимков [*Ukraintseva et al., 2014*].

Криогенные склоновые процессы и экосистемы, к которым они приурочены, характеризуются высокой чувствительностью к климатическим изменениям. Изучение закономерностей их распространения и эволюции в ландшафтах криолитозоны необходимо для оценки потенциальных экологических последствий активизации этих процессов.

ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ ИССЛЕДОВАНИЙ КРИОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Географическое распределение районов, в которых проводилось изучение криогенных процессов, связано, во-первых, с естественной, природной уникальностью района, выражающейся в активном проявлении того или иного процесса, во-вторых, с наличием близлежащих баз размещения полевых отрядов (полярных станций, поселков и др.), где проводятся многолетние исследования, в-третьих, с поддержкой нескольких крупных проектов по изучению режима ММП в том или ином районе, способствующей активному развитию мультидисциплинарных исследований, в-четвертых, с интенсивным хозяйственным освоением отдельных районов в криолитозоне, когда для обеспечения безопасного функционирования объектов необходимы изучение и мониторинг криогенных процессов.

В изучении термокарста (динамики и режима термокарстовых озер) работы в основном сконцентрированы в районах распространения: 1) едом

и аласов на Северо-Востоке России, на Арктической береговой равнине Аляски, северо-западном побережье Аляски, в долине р. Юкон, 2) крупных массивов торфяников в районах прерывистого и островного распространения ММП, включающих северные районы Канады (побережье Гудзонова залива), Северо-Восток европейской части России, север Западной Сибири. В ряде работ с использованием данных дистанционного зондирования проводится региональный анализ изменения количества и размеров термокарстовых озер с охватом крупных областей Западной Сибири, Центрально-Якутской низменности, низменностей Северной Якутии, районов Аляски. Активно исследуется динамика термокарста в районах распространения горной мерзлоты Китая.

Полевые работы по изучению термоэрозии были сконцентрированы на о. Байлот в Канадском арктическом архипелаге, где проводится многолетний мониторинг, на п-ове Ямал и в бассейне р. Лена (в среднем течении и устьевой части). Изучение динамики арктических берегов продолжалось в 2010–2015 гг. на стационарах, организованных на побережьях Баренцева, Карского, Чукотского морей, моря Лаптевых и моря Бофорта. Продолжались многолетние комплексные исследования криолитозоны на стационарах Марре-Сале на Западном Ямале, Васькины Дачи на Центральном Ямале, Надымский на Тазовском полуострове, Болванский в устье Печоры, на стационарах о. Самойловский, о. Муостах и Быковском полуострове на побережье моря Лаптевых, а также в районе мыса Барроу на Аляске. Велись работы по изучению криогенных оползней на п-ове Ямал (север Западной Сибири), на северо-западном побережье Канады, а также на Аляске. Изучение торфяников и миграционных бугров пучения велось в Большеземельской тундре, на северо-востоке европейской части и в Западной Сибири (Россия), в Альберте (Канада). Это свидетельствует о неравномерной пространственной изученности криогенных процессов в пределах криолитозоны. В какой-то мере проблема расширения географического охвата исследований решается применением дистанционных методов. Необходимо подчеркнуть, что работы с использованием данных дистанционного зондирования должны базироваться на анализе региональных полевых материалов, с привлечением наблюдений на ключевых участках, обеспечивающих достоверную интерпретацию этих данных.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе анализа результатов научных исследований прошлых лет, а также публикаций 2010–2015 гг. установлено следующее.

1. Несмотря на общий тренд активизации деструктивных криогенных процессов в определенных условиях, главным образом изученных вблизи южной границы криолитозоны, возможно новообразование ММП и соответственно пучение, приуроченное к торфяникам, а также зарастающим и осушающимся озерам.

2. В исследованиях криогенных процессов последних лет активно используются космические снимки оптического диапазона и радарные. С применением этих материалов получены новые количественные данные о морозном пучении и термокарстовых просадках, скоростях термоэрозии, термоабразии и термоденудации. С использованием данных дистанционного зондирования изучается динамика озер в криолитозоне.

3. Новым направлением исследований является определение условий и механизма образования воронок газового выброса, обнаруженных в последние годы.

4. Наиболее перспективными направлениями дальнейших исследований можно считать продолжение долговременных рядов наблюдений и постановку новых экспериментов на стационарах, а также расширение сети мониторинга для равномерного охвата районов с различными природными условиями.

Работа выполнена в рамках проекта SWIPA Update on Permafrost, интеграционного проекта СО РАН № 144, при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-00612), РНФ (грант № 16-17-10203), Совета по грантам Президента Российской Федерации для ведущих научных школ (НШ-3929.2014.5).

Литература

Андреев В.И. Гидролакколиты (булгунняхи) в Западно-Сибирских тундрах // Изв. Гос. Геогр. о-ва, 1936, т. 68, вып. 2, с. 186–210.

Арэ Ф.Э. Разрушение берегов арктических приморских низменностей / Ф.Э. Арэ; Отв. ред. В.П. Мельников. Новосибирск, Академ. изд-во "Гео", 2012, 291 с.

Баду Ю.Б., Васильчук Ю.К., Кашперюк П.И., Трофимов В.И. Геологические процессы и явления, обусловленные многолетними изменениями температур в слое многолетнемерзлых и промерзающих пород // Экзогеодинамика Западно-Сибирской плиты (пространственно-временные закономерности) / Под ред. В.Т. Трофимова. М., Изд-во Моск. ун-та, 1986, 288 с.

Бердников Н.М. Бугры пучения в различных ландшафтах бассейна реки Надым // Криосфера Земли, 2012, т. XVI, № 3, с. 81–86.

Босиков Н.П. Ритмы увлажнения территории и озерный термокарст в центральной Якутии // Междунар. конф. "Криогенные ресурсы полярных регионов": Материалы. Салехард, ОНТИ Пущинского НЦ РАН, 2007, т. 1, с. 259–262.

Брыксина Н.А., Кирпотин С.Н. Ландшафтно-космический анализ изменения площади и количества термокарстовых озер в зоне многолетней мерзлоты Западной Сибири // Вестн. Том. гос. ун-та. Биология, 2012, № 4 (20), с. 185–194.

Брыксина Н.А., Полищук Ю.М. Анализ изменения численности термокарстовых озер в зоне многолетней мерзлоты Западной Сибири на основе космических снимков // Криосфера Земли, 2015, т. XIX, № 2, с. 114–120.

Васильев А.А., Покровский С.И., Шур Ю.Л. Динамика термоабразионных берегов Западного Ямала // Криосфера Земли, 2001, т. V, № 1, с. 44–52.

Васильев А.А., Широков Р.С., Облогов Г.Е., Стрелецкая И.Д. Динамика морских берегов Западного Ямала // Криосфера Земли, 2011, т. XV, № 4, с. 72–75.

Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Репкина Т.Ю. Миграционные бугры пучения в заполярной части криолитозоны Средней Сибири // Инж. геология, 2013, № 2, с. 28–45.

Викторов А.С., Капралова В.Н., Трапезникова О.Н. Математическая модель морфологической структуры озерно-термокарстовых равнин в изменяющихся климатических условиях // Криосфера Земли, 2015, т. XIX, № 2, с. 26–34.

Григорьев М.Н., Разумов С.О., Куницкий В.В., Спектор В.Б. Динамика берегов восточных арктических морей России: основные факторы, закономерности и тенденции // Криосфера Земли, 2006, т. X, № 4, с. 74–94.

Губарьков А.А., Лейбман М.О. Четкообразные русловые формы в долинах малых рек на Центральном Ямале – результат парагенеза криогенных и гидрологических процессов // Криосфера Земли, 2010, т. XIV, № 1, с. 41–49.

Губарьков А.А., Лейбман М.О., Мельников В.П., Хомутов А.В. Вклад термоэрозии и термоденудации в отступание берегов Югорского полуострова // Докл. РАН, 2008, т. 423, № 4, с. 543–545.

Гусев Е.А. Наблюдения за геоморфологическими процессами на севере Западной Сибири (на примере района Сопочной Карги) // Успехи соврем. естествознания, 2011, № 9, с. 19–22.

Ермохина К.А., Мяло Е.Г. Фитоиндикационное картографирование оползневых нарушений на Центральном Ямале // Изв. РАН. Сер. геогр., 2013, вып. 5, с. 141–148.

Каплина Т.Н. Криогенные склоновые процессы / Т.Н. Каплина. М., Наука, 1965, 296 с.

Кизяков А.И., Зимин М.В., Лейбман М.О., Правикова Н.В. Мониторинг скорости термоденудации и термоабразии на западном побережье острова Колгуев с использованием материалов космической съемки высокого разрешения // Криосфера Земли, 2013, т. XVII, № 4, с. 36–47.

Кизяков А.И., Сонюшкин А.В., Лейбман М.О., Зимин М.В., Хомутов А.В. Геоморфологические условия образования воронки газового выброса и динамика этой формы на Центральном Ямале // Криосфера Земли, 2015, т. XIX, № 2, с. 15–25.

Конищев В.Н. Реакция вечной мерзлоты на потепление климата // Криосфера Земли, 2011, т. XV, № 4, с. 15–18.

Кравцова В.И., Быстрова А.Г. Изменение размеров термокарстовых озер в различных районах России за последние 30 лет // Криосфера Земли, 2009, т. XIII, № 2, с. 16–26.

Кравцова В.И., Тарасенко Т.В. Динамика термокарстовых озер Центральной Якутии при изменениях климата с 1950 года // Криосфера Земли, 2011, т. XV, № 3, с. 31–42.

Крицук Л.Н. Подземные льды Западной Сибири / Л.Н. Крицук. М., Науч. мир, 2010, 352 с.

Лейбман М.О., Кизяков А.И., Арчегова И.Б., Горланова Л.А. Этапы развития криогенного оползания на Югорском полуострове и Ямале // Криосфера Земли, 2000, т. IV, № 4, с. 67–75.

Лейбман М.О. Криогенные оползни Ямала и Югорского полуострова / М.О. Лейбман, А.И. Кизяков. М., ИКЗ СО РАН, 2007, 206 с.

Лейбман М.О., Кизяков А.И. Новый природный феномен в зоне вечной мерзлоты // Природа, 2016, № 2, с. 15–24.

Осадчая Г.Г., Тумель Н.В. Локальные ландшафты как индикаторы геокриологической зональности (на примере Европейского Северо-Востока) // Криосфера Земли, 2012, т. XVI, № 3, с. 62–71.

Пижанкова Е.И. Термоденудация в береговой зоне Ляховских островов (результаты дешифрирования аэрокосмических снимков) // Криосфера Земли, 2011, т. XV, № 3, с. 61–70.

Пижанкова Е.И., Добрынина М.С. Динамика побережья Ляховских островов (результаты дешифрирования аэрокосмичесских снимков) // Криосфера Земли, 2010, т. XIV, № 4, с. 66–79.

Пономарева О.Е., Гравис А.Г., Бердников Н.М. Современная динамика бугров пучения и плоскобугристых торфяников в северной тайге Западной Сибири (на примере Надымского стационара) // Криосфера Земли, 2012, т. XVI, № 4, с. 21–30.

Ребристая О.В., Хитун О.В., Чернядьева И.В., Лейбман М.О. Динамика растительности на криогенных оползнях в центральной части полуострова Ямал // Бот. журн., 1995, т. 80, № 4, с. 31–48.

Санников Г.С. Картометрические исследования термокарстовых озер на территории Бованенковского месторождения, полуостров Ямал // Криосфера Земли, 2012, т. XVI, № 2, с. 30–37.

Соловьев П.А. Булгунняхи Центральной Якутии // Исследования вечной мерзлоты в Якутской республике. М., Изд-во АН СССР, 1952, вып. 3, с. 226–258.

Соловьев П.А. Аласный рельеф Центральной Якутии и его происхождение // Многолетнемерзлые породы и сопутствующие им явления на территории Якутской АССР / Отв. ред. Н.А. Граве. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 38–54.

Хомутов А.В., Лейбман М.О. Ландшафтные факторы изменения скорости термоденудации на побережье Югорского полуострова // Криосфера Земли, 2008, т. XII, № 4, с. 24–35.

Хомутов А.В., Лейбман М.О. Оценка оползневой опасности в типичной тундре (центральный Ямал) // Материалы Четвертой конф. геокриологов России (Москва, 7–9 июня 2011 г.). М., Унив. книга, 2011, т. 2, с. 348–355.

Чимитдоржиев Т.Н., Дагуров П.Н., Захаров А.И., Татьков Г.И., Быков М.Е., Дмитриев А.В., Балданов Н.Д., Мухорин Е.А., Мильхеев Е.Ю. Оценка сезонных деформаций болотистых почв методами радиолокационной интерферометрии и геодезического нивелирования // Криосфера Земли, 2013, т. XVII, № 1, с. 80–87.

Шполянская Н.А. Вечная мерзлота как свидетель четвертичной истории Российской Арктики / Н.А. Шполянская. Saarbrücken, Germany, Palmarium Acad. Publ., 2013, 306 S.

Abbott B.W., Jones Jr.J.B., Larouche J.R., Bowden W.B. Hydrologic and gaseous export of Carbon and Nitrogen from upland thermokarst features on the North Slope of Alaska // Proc. of the Tenth Intern. Conf. on Permafrost (Salekhard, Russia, June 25–29, 2012). Salekhard, The Northern Publisher, 2012, vol. 4, p. 3–4.

Arp C.D., Jones B.M., Urban F.E., Grosse G. Hydrogeomorphic processes of thermokarst lakes with grounded-ice and

floating-ice regimes on the Arctic coastal plain, Alaska // Hydrolog. Processes, 2011, vol. 25, p. 2422–2438, doi: 10.1002/hyp.8019.

Biskaborn B.K., Herzschuh U., Bolshiyanov D.Y., Schwamborn G., Diekmann B. Thermokarst processes and depositional events in a Tundra Lake, Northeastern Siberia // Permafrost and Periglacial Processes, 2013, vol. 24, p. 160–174, doi: 10.1002/p.1769.

Bouchard F., Francus P., Pienitz R., Laurion I. Sedimentology and geochemistry of thermokarst ponds in discontinuous permafrost, subarctic Quebec, Canada // J. Geophys. Res., 2011, vol. 116, G00M04.

Brooker A., Fraser R.H., Olthof I., Kokelj S.V., Lacelle D. Mapping the activity and evolution of retrogressive thaw slumps by tasselled cap trend analysis of a Landsat Satellite Image Stack // Permafrost and Periglacial Processes, 2014, vol. 25, No. 4, p. 243–256, doi: 10.1002/p.1819.

Carroll M.L., Townshend J.R.G., DiMiceli C.M., Loboda T., Sohlberg R.A. Shrinking lakes of the Arctic: spatial relationships and trajectory of change // Geophys. Res. Lett., 2011, vol. 38, L20406.

Chen M., Rowland J.C., Wilson C.J., Altmann G.L., Brumby S.P. The importance of natural variability in lake areas on the detection of permafrost degradation: A case study in the Yukon Flats, Alaska // Permafrost and Periglacial Processes, 2013, vol. 24, p. 224–240, doi: 10.1002/p.1783.

Chizhova Ju.N., Vasil'chuk A.C., Budantseva N.A., Vasil'chuk Yu.K. Radiocarbon chronology and dynamics of palsas in the Russian European North // Proc. of the Tenth Intern. Conf. on Permafrost (Salekhard, Russia, June 25–29, 2012). Salekhard, The Northern Publisher, 2012, vol. 2, p. 51–55.

Costard F., Gautier E., Fedorov A., Konstantinov P., Dupeyrat L. An assessment of the erosion potential of the fluvial thermal process during ice breakups of the Lena River (Siberia) // Permafrost and Periglacial Processes, 2014, vol. 25, p. 162–171, doi: 10.1002/p.1812.

Daanen R.P. Annual frost heave distribution in a non-sorted circle system measured with a terrestrial laser scanner // Proc. of the Tenth Intern. Conf. on Permafrost (Salekhard, Russia, June 25–29, 2012). Salekhard, The Northern Publisher, 2012, vol. 1, p. 79–83.

Dupeyrat L., Costard F., Randriamazaoro R., Gailhardis E., Gautier E., Fedorov A. Effects of ice content on the thermal erosion of permafrost: Implications for coastal and fluvial erosion // Permafrost and Periglacial Processes, 2011, vol. 22, p. 179–187, doi: 10.1002/p.722.

Flinn M.B., Bowden W.B., Balser A.W., Jones J.B., Gooseff M.N. Soil and water chemistry characteristics of thermoerosional features in the Western Noatak River Basin, Alaska, USA // Proc. of the Tenth Intern. Conf. on Permafrost (Salekhard, Russia, June 25–29, 2012). Salekhard, The Northern Publisher, 2012, vol. 1, p. 101–106.

Fortier R., Allard M., Shur Y. Observation of rapid drainage system development by thermal erosion of ice wedges on Bylot Island, Canadian Arctic Archipelago // Permafrost and Periglacial Processes, 2007, vol. 18, p. 229–243, doi: 10.1002/ppp.595.

Fortier R., LeBlanc A.-M., Falorni G., Therrien R. PSInSAR monitoring of ground movement at Salluit, Quebec (Canada), due to freeze-thaw cycles, active layer thickening, and permafrost warming // Proc. of the Tenth Intern. Conf. on Permafrost (Salekhard, Russia, June 25–29, 2012). Salekhard, The Northern Publisher, 2012, vol. 1, p. 113–118.

French H.M. The Periglacial Environment, 3rd ed. / H.M. French. New York, Wiley and Sons, 2007, 458 p.

Godin E., Fortier D. Fine-scale spatio-temporal monitoring of multiple thermo-erosion gully development on Bylot Island, Eastern Canadian Archipelago // Proc. of the Tenth Intern. Conf. on Permafrost (Salekhard, Russia, June 25–29, 2012). Salekhard, The Northern Publisher, 2012, vol. 1, p. 125–130.

Grosse G., Schirrmeister L., Siegert C., Kunitsky V.V., Slagoda E.A., Andreev A.A., Dereviagyn A.Y. Geological and geomorphological evolution of a sedimentary periglacial landscape in Northeast Siberia during the Late Quaternary // Geomorphology, 2007, vol. 86, p. 25–51.

Grosse G., Jones B.M. Spatial distribution of pingos in northern Asia // The Cryosphere, 2011, vol. 5, p. 13–33. – URL: www.thecryosphere.net/5/13/2011/doi: 10.5194/tc-5-13-2011.

Grosse G., Robinson J.E., Bryant R., Taylor M.D., Harper W., DeMasi A., Kyker-Snowman E., Veremeeva A., Schirrmeister L., Harden J. Distribution of late Pleistocene ice-rich syngenetic permafrost of the Yedoma Suite in East and Central Siberia, Russia // US Geol. Surv. Open-File Rept, 2013, No. 1078, 37 p.

Gubarkov A., Leibman M., Andreeva M. Cryogenic landslides in paragenetic complexes of slope and channel processes in the Central Yamal Peninsula // Landslides in Cold Regions in the Context of Climate Change / W. Shan et al. (eds), Environ. Sci. and Eng., Switzerland, Springer Intern. Publ., 2014, p. 291–308, doi: 10.1007/978-3-319-00867-7_21.

Günther F., Overduin P.P., Sandakov A.V., Grosse G., Grigoriev M.N. Short- and long-term thermo-erosion of ice-rich permafrost coasts in the Laptev Sea region // Biogeosciences, 2013, vol. 10, p. 4297–4318, doi: 10.5194/bg-10-4297-2013.

Günther F., Overduin P.P., Yakshina I.A., Opel T., Baranskaya A.V., Grigoriev M.N. Observing Muostakh disappear: permafrost thaw subsidence and erosion of a ground-ice-rich island in response to arctic summer warming and sea ice reduction // The Cryosphere, 2015, vol. 9, p. 151–178.

Haltigin T.W., Pollard W.H., Dutilleul P., Osinski G.R. Geometric evolution of polygonal terrain networks in the Canadian High Arctic: Evidence of increasing regularity over time // Permafrost and Periglacial Processes, 2012, vol. 23, p. 178–186, doi: 10.1002/p.1741.

Hinkel K.M., Sheng Y., Lenters J.D., Lyons E.A., Beck R.A., Eisner W.R., Wang J. Thermokarst lakes on the Arctic coastal plain of Alaska: Geomorphic controls on bathymetry // Permafrost and Periglacial Processes, 2012, vol. 23, p. 218–230, doi: 10.1002/p.1744.

Iijima Y., Fedorov A.N., Ohta T., Kotani A., Maximov T.C. Recent hydrological and ecological changes in relation to permafrost degradation under increased precipitation in an Eastern Siberian boreal forest // Proc. of the Tenth Intern. Conf. on Permafrost (Salekhard, Russia, June 25–29, 2012). Salekhard, The Northern Publisher, 2012, vol. 1, p. 161–166.

Jones B.M., Arp C.D., Jorgenson M.T., Hinkel K.M., Schmutz J.A., Flint P.L. Increase in the rate and uniformity of coastline erosion in Arctic Alaska // Geophys. Res. Lett., 2009, vol. 36, L03503, doi: 10.1029/2008GL036205.

Jones B.M., Grosse G., Arp M.C., Jones K.M., Walter A., Romanovsky V.E. Modern thermokarst lake dynamics in the continuous permafrost zone, northern Seward Peninsula, Alaska // J. Geophys. Res., 2011, vol. 116, G00M03, doi: 10.1029/2011JG001666.

Jones M.C., Grosse G., Jones B.M., Walter A.K. Peat accumulation in drained thermokarst lake basins in continuous, ice-rich permafrost, northern Seward Peninsula, Alaska // J. Geophys. Res., 2012, vol. 117, G00M07, doi: 10.1029/2011JG001766.

Jorgenson M.T., Kanevskiy M., Shur Y., Osterkamp T., Fortier D., Cater T., Miller P. Thermokarst lake and shore fen development in Boreal Alaska // Proc. of the Tenth Intern. Conf. on Permafrost (Salekhard, Russia, June 25–29, 2012). Salekhard, The Northern Publisher, 2012, vol. 1, p. 179–184.

Jorgenson T., Shur Y.L., Osterkamp T.E. Thermokarst in Alaska // Proc. of the Ninth Intern. Conf. on Permafrost (Fairbanks, Alaska, June 29–July 3, 2008) / D.L. Kane, K.M. Hinkel (eds). Fairbanks, Institute of Northern Eng., Univ. Alaska Fairbanks, 2008, vol. 1, p. 869–876.

Kanevskiy M., Jorgenson M.T., Shur Y., O'Donnell J.A., Harden J.W., Zhuang Q., Fortier D. Cryostratigraphy and permafrost evolution in lacustrine lowlands of west-central Alaska // Permafrost and Periglacial Processes, 2014, vol. 25, No. 1, p. 14–34, doi: 10.1002/p.1800.

Khomutov A.V. Assessment of landslide geohazards in typical tundra of Central Yamal // Proc. of the Tenth Intern. Conf. on Permafrost (Salekhard, Russia, June 25–29, 2012). Salekhard, The Northern Publisher, 2012, vol. 2, p. 157–162.

Kizyakov A.I., Perednya D.D., Firsov Yu.G., Leibman M.O., Cherkashov G.A. Character of the costal destruction and dynamics of the Yugorsky Peninsula coast // Rep. on Polar and Marine Res., 2003, vol. 443, p. 47–49.

Kokelj S.V., Jorgenson M.T. Advances in thermokarst research // Permafrost and Periglacial Processes, 2013, vol. 24, p. 108–119, doi: 10.1002/p.1779.

Kuhry P. Palsa and peat plateau development in the Hudson Bay Lowlands, Canada: timing, pathways and causes // Boreas, 2008, vol. 37, No. 2, p. 316–327, doi: 10.1111/j.1502-3885.2007.00022.x.

Lantuit H., Atkinson D., Overduin P.P., Grigoriev M., Rachold V., Grosse G., Hubberten H.-W. Coastal erosion dynamics on the permafrost-dominated Bykovsky Peninsula, north Siberia, 1951–2006 // Polar Res., 2011, vol. 30, p. 7341, doi: 10.3402/polar.v30i0.7341.

Lantuit H., Pollard W.H., Couture N., Fritz M., Schirrmeister L., Meyer H., Hubberten H.-W. Modern and late Holocene retrogressive thaw slump activity on the Yukon coastal plain and Herschel Island, Yukon Territory, Canada // Permafrost and Periglacial Processes, 2012, vol. 23, p. 39–51, doi: 10.1002/p.1731.

Lantuit H., Overduin P., Wetterich S. Recent progress regarding permafrost coasts // Permafrost and Periglacial Processes, 2013, vol. 24, p. 120–130, doi: 10.1002/p.1777.

Leibman M., Khomutov A., Kizyakov A. Cryogenic landslides in the West-Siberian plain of Russia: Classification, mechanisms and landforms // Landslides in Cold Regions in the Context of Climate Change / W. Shan et al. (eds). Environ. Sci. and Eng., Switzerland, Springer Intern. Publ., 2014a, p. 143–162, doi: 10.1007/978-3-319-00867-7_11.

Leibman M.O., Kizyakov A.I., Plekhanov A.V., Streletskaya I.D. New permafrost feature – deep crater in Central Yamal, West Siberia, Russia, as a response to local climate fluctuations // Geography, Environment, Sustainability, 2014b, vol. 7, No. 4, p. 68–80.

Ling F., Wu Q., Zhang T., Niu F. Modelling open talik formation and permafrost lateral thaw under a thermokarst lake, Beiluhe Basin, Qinghai-Tibet Plateau // Permafrost and Periglacial Processes, 2012, vol. 23, p. 312–321, doi: 10.1002/p.1754.

Liu L., Schaefer K., Gusmeroli A., Grosse G., Jones B.M., Zhang T., Parsekian A.D., Zebker H.A. Seasonal thaw settlement at drained thermokarst lake basins, Arctic Alaska // The Cryosphere, 2014, vol. 8, p. 815–826. – URL: www.the-cryosphere.net/8/815/2014/doi: 10.5194/tc-8-815-2014.

Mackay J.R., Burn C.R. A century (1910–2008) of change in a collapsing pingo, Parry Peninsula, western Arctic coast, Canada // Permafrost and Periglacial Processes, 2011, vol. 22, p. 266–272, doi: 10.1002/ppp.723.

Manasypov R.M., Pokrovsky O.S., Kirpotin S.N., Shirokova L.S. Thermokarst lake waters across the permafrost zones of western Siberia // The Cryosphere, 2014, vol. 8, p. 1177–1193. – URL: www.the-cryosphere.net/8/1177/2014/doi: 10.5194/tc-8-1177-2014.

Morgenstern A., Grosse G., Günther F., Fedorova I., Schirrmeister L. Spatial analyses of thermokarst lakes and basins in Yedoma landscapes of the Lena Delta // The Cryosphere, 2011, vol. 5, p. 849–867. – URL: www.the-cryosphere.net/5/849/2011/doi: 10.5194/tc-5-849-2011.

Morgenstern A., Ulrich M., Günther F., Roessler S., Fedorova I.V., Rudaya N.A., Wetterich S., Boike J., Schirrmeister L. Evolution of thermokarst in East Siberian ice-rich permafrost: A case study // Geomorphology, 2013, vol. 201, p. 363–379.

Necsoiu M., Dinwiddie C.L., Walter G.R., Larsen A., Stothoff S.A. Multi-temporal image analysis of historical aerial photographs and recent satellite imagery reveals evolution of water body surface area and polygonal terrain morphology in Kobuk Valley National Park, Alaska // Environ. Res. Lett., 2013, vol. 8, No. 2, p. 025007.

Pan X., You Y., Roth K., Guo L., Wang X., Yu Q. Mapping permafrost features that influence the hydrological processes of a thermokarst lake on the Qinghai-Tibet Plateau, China // Permafrost and Periglacial Processes, 2014, vol. 25, p. 60–68, doi: 10.1002/ppp.1797.

Parsekian A.D., Jones B.M., Jones M., Grosse G., Walter A.K.M., Slater L. Expansion rate and geometry of floating vegetation mats on the margins of thermokarst lakes, northern Seward Peninsula, Alaska, USA // Earth Surface Processes and Landforms, 2011, vol. 36, p. 1889–1897.

Perednya D.D., Leibman M.O., Kizyakov A.I., Vanshtein B.G., Cherkashov G.A. Coastal dynamics at the western part of Kolguev Island, Barents Sea // Rep. on Polar and Marine Res., 2003, vol. 443, p. 92–94.

Raynolds M.K., Walker D.A., Ambrosius K.J., Brown J., Everett K.R., Kanevskiy M., Kofinas G.P., Romanovsky V.E., Shur Y., Webber P.J. Cumulative geoecological effects of 62 years of infrastructure and climate change in ice-rich permafrost landscapes, Prudhoe Bay Oilfield, Alaska // Global Change Biology, 2014, vol. 20, No. 4, p. 1211–1224, doi: 10.1111/gcd.12500.

Roach J., Griffith B., Verbyla D., Jones J. Mechanisms influencing changes in lake area in the Alaskan boreal forest // Global Change Biology, 2011, vol. 17, p. 2567–2583.

Romanovskii N.N., Hubberten H.-W., Gavrilov A.V., Tumskoy V.E., Kholodov A.L. Permafrost of the east Siberian Arctic shelf and coastal lowlands // Quatern. Sci. Rev., 2004, vol. 23, p. 1359–1369.

Sannel A.B.K., Kuhry P. Warming-induced destabilization of peat plateau/thermokarst lake complexes // J. Geophys. Res., 2011, vol. 116, G03035, doi: 10.1029/2010JG001635.

Seppälä M. Synthesis of studies of palsa formation underlining the importance of local environmental and physical characteristics // Quatern. Res., 2011, vol. 75, p. 366–370.

Schirrmeister L., Froese D., Tumskoy V., Grosse G., Wetterich S. Yedoma: Late Pleistocene ice-rich syngenetic permafrost of Beringia // Encyclopedia of Quaternary Science, 2 ed. / Elias, Scott (ed.). Amsterdam, Elsevier Sci. Publishers B.V. (North-Holland), 2013, p. 542–552.

Short N., Brisco B., Couture N., Pollard W., Murnaghna K., Budkewitsch P. A comparison of TerraSAR-X, RADARSAT-2 and ALOS-PALSAR interferometry for monitoring permafrost environments, case study from Herschel Island, Canada // Remote Sensing of Environ., 2011, vol. 115, p. 3491–3506.

Shur Y.L., Jorgenson M.T. Patterns of permafrost formation and degradation in relation to climate and ecosystems // Permafrost and Periglacial Processes, 2007, vol. 18, p. 7–19, doi: 10.1002/ppp.582.

Shur Y.L., Jorgenson M.T., Kanevskiy M.Z. Permafrost // Encyclopedia of Earth Sciences Series, Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers / V.P. Singh, P. Singh, U.K. Haritashya (eds.). Springer, Dordrecht, The Netherlands, 2011, p. 841–848, doi: 10.1007/978-90-481-2642-2.

Shur Y., Kanevskiy M., Jorgenson T., Dillon M., Stephani E., Bray M., Fortier D. Permafrost degradation and thaw settlement under lakes in Yedoma environment // Proc. of the Tenth Intern. Conf. on Permafrost (Salekhard, Russia, June 25–29, 2012). Salekhard, The Northern Publisher, 2012, vol. 1, p. 383–388.

Shur Y., Vasiliev A., Kanevskiy M., Maksimov V., Pokrovsky S., Zaikanov V. Shore erosion in Russian Arctic // Proc. of the 11th Intern. Conf. on Cold Regions Engineering: Cold Region Impacts on Transportation and Infrastructure (Anchorage, Alaska, U.S., May 20–22, 2002). Reston, VA, Amer. Soc. of Civil Eng., 2002, p. 736–747.

Sjöberg Y., Hugelius G., Kuhry P. Thermokarst lake morphometry and erosion features in two peat plateau areas of Northeast European Russia // Permafrost and Periglacial Processes, 2013, vol. 24, p. 75–81, doi: 10.1002/ppp.1762.

Sloan H.A., Pollard W.H. Vegetation patterns of retrogressive thaw slumps, Herschel Island, Southern Beaufort Sea, Yukon Territory, Canada // Proc. of the Tenth Intern. Conf. on Permafrost (Salekhard, Russia, June 25–29, 2012). Salekhard, The Northern Publisher, 2012, vol. 1, p. 389–393.

Smith L.C., Sheng Y., MacDonald G.M., Hinzman L.D. Disappearing Arctic lakes // Science, 2005, vol. 308, iss. 5727, p. 1429, doi: 10.1126/science.1108142.

Swanson D.K. Monitoring of retrogressive thaw slumps in the Arctic Network, 2011: Three-dimensional modeling of landform change // Natural Res. Rep. NPS/ARCN/NRDS–2012/247. National Park Serv., Fort Collins, Colorado, USA, 2012, 60 p.

Trofaier A.M., Bartsch A., Rees W.G., Leibman M.O. Assessment of spring floods and surface water extent over the Yamalo-Nenets Autonomous District // Environ. Res. Lett., 2013, vol. 8, p. 045026. – URL: http://iopscience.iop.org/1748-9326/8/4/045026.

Tweedie C.E., Aguirre A., Cody R., Vargas S., Brown J. Spatial and temporal dynamics of erosion along the Elson lagoon coastline near Barrow, Alaska (2002–2011) // Proc. of the Tenth Intern. Conf. on Permafrost (Salekhard, Russia, June 25–29, 2012). Salekhard, The Northern Publisher, 2012, vol. 1, p. 425–430.

Ulrich M., Grosse G., Strauss J., Schirrmeister L. Quantifying wedge-ice volumes in yedoma and thermokarst basin deposits // Permafrost and Periglacial Processes, 2014, vol. 25, No. 3, p. 151–161.

Ukraintseva N.G., Drozdov D.S., Korostelev Y.V., Korobova T.A. Terrain indicator approach and results for permafrost studies // Proc. of the Tenth Intern. Conf. on Permafrost (Salekhard, Russia, June 25–29, 2012). Salekhard, The Northern Publisher, 2012, vol. 2, p. 463–468.

Ukraintseva N., Leibman M., Streletskaya I., Mikhaylova T. Geochemistry of plant-soil-permafrost system on landslide-affected slopes, Yamal, Russia as an indicator of landslide age // Landslides in Cold Regions in the Context of Climate Change / W. Shan et al. (eds), Environ. Sci. and Eng., Switzerland, Springer Intern. Publ., 2014, p. 107–131, doi: 10.1007/978-3-319-00867-7_9.

van Everdingen R. (ed.). Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms. Boulder, Colorado, USA, Nat. Snow and Ice Data Center, 1998, (revised 2005), 159 p.

Yermokhina K.A., Myalo E.G. Phytoindicators of landslide disturbances in the Central Yamal // Proc. of the Tenth Intern. Conf. on Permafrost (Salekhard, Russia, June 25–29, 2012). Salekhard, The Northern Publisher, 2012, vol. 1, p. 531–536.

Yoshikawa K., Lawson D., Natsagdorj S. Stable isotope composition of ice cores in open- and closed-system pingos // Ibid., p. 473–478.

Поступила в редакцию
17 марта 2016 г.