

doi: 10.24412/2687-1092-2023-10-283-291



МОНИТОРИНГ И РАЙОНИРОВАНИЕ ГЛУБИНЫ СЕЗОННОГО ПРОТАИВАНИЯ НА ЛАНДШАФТНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ОСНОВЕ НА ЦЕНТРАЛЬНОМ ЯМАЛЕ

✉ Хомутов А.В.¹, Бабкина Е.А.¹, Мареев В.А.^{1,2}, Факащук Н.Ю.¹

¹ Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия

² Тюменский индустриальный университет, Тюмень, Россия

✉ akhomutov@gmail.com

В 2023 г. продолжен и расширен мониторинг глубины сезонного протаивания на стационаре «Васькины Дачи» в центральной части полуострова Ямал. Полученные данные сопоставлены с более ранними результатами мониторинга. Проведено районирование глубины сезонного протаивания на ландшафтно-геоморфологической основе.

Ключевые слова: *глубина протаивания, многолетнемерзлые породы, мониторинг, сезонно-талый слой, районирование глубины протаивания*

Введение. Выявление изменений, происходящих в природе Арктики, является целью многочисленных современных исследований [Анусимов и др., 2015; Biskaborn et al., 2019; Farquharson et al., 2019; Vasiliev et al., 2020 и многие другие]. Особое место занимает круг вопросов, касающихся устойчивости многолетнемерзлых пород в условиях меняющегося климата. Климатические изменения воздействуют на состояние многолетнемерзлых пород через многослойные компоненты ландшафта. При этом возникает ряд обратных (положительных и отрицательных) связей, которые приводят к тому, что мерзлые толщи реагируют на изменения температуры воздуха не только с разной интенсивностью, но и неоднозначно в определенных условиях [Осадчая, 2003; Конищев, 2011]. Изменение условий на поверхности может привести к промерзанию или протаиванию мерзлых толщ.

Основные закономерности динамики глубины сезонного протаивания известны [Общее мерзлотоведение, 1978; van Everdingen, 1998, Walker et al 2003]. Этому, в частности, способствует Международная программа циркумполярного мониторинга СТС (CALM) [Лейбман, 2001; Мельников и др., 2005; Brown, Hinkel, Nelson, 2000; Widhalm et al., 2017]. Однако экстремальные климатические события последних лет привели к значительным отклонениям от этих закономерностей и резкой активизации криогенных процессов на Арктических равнинах [Liljedahl et al., 2016; Kanevskiy, 2017; Хомутов и др., 2019; Королева и др., 2020], в том числе и на Центральном Ямале [Khomutov et al., 2017; Бабкина и др., 2019].

Район исследований. Центральная часть полуострова Ямал характеризуется сплошным распространением многолетнемерзлых пород, что обусловлено малыми величинами радиационного баланса, низкими среднегодовыми температурами воздуха, незначительной мощностью снежного покрова и рядом других причин, хотя возможны талики под крупными озерами. Многолетнемерзлые толщи в пределах района имеют сплошное распространение. Мощность криолитозоны колеблется от 270 до 300 м. Наибольшие мощности (до 300 м) расположены в осевой, наиболее возвышенной части полуострова. Меньшие мощности могут быть встречены в основном в древних террасированных озерных котловинах и в долинах рек [Геокриология СССР, 1989]. В целом, мощность мерзлых толщ в западной части Центрального Ямала, прилегающей к Карскому морю, существенно ниже по сравнению с мощностью их вдоль побережья Обской губы. На глубине нулевых годовых колебаний температура мерзлоты изменяется от -6 до -9°C. В понижениях поверхности равнин, где мощность снежного покрова существенно увеличивается (местами до 1-3 м), температуры пород колеблются в пределах до -4...-6°C. Несквозные талики наблюдаются под озерами. Сквозные талики

возможны только под крупными и глубокими реками и озерами, а также в районах тектонических разломов [Баулин и др., 1967]. Новообразование мерзлоты наблюдается на днищах хасыреев.

Криогенное строение отложений во многом отражает особенности мерзлотно-фациальных условий осадконакопления и развития толщ в позднечетвертичное и голоценовое время. Основные криолитологические особенности: сравнительно монотонное распределение и высокое содержание льда-цемента в пылеватых песчаных породах, широкое развитие тонкошлировых криогенных текстур с равномерным вертикальным распределением шпиров льда; высокая льдистость суглинисто-глинистых пород, преобладание слоистых, сетчато-слоистых и сетчатых криогенных текстур; широкое распространение сингенетических повторно-жильных льдов. [Геокриология СССР, 1989].

Криогенная толща Ямала на всю мощность (до 300 м и больше) засолена. Она имеет специфическое строение: верхний ее горизонт представлен многолетнемерзлыми породами мощностью 120-250 м, под ним лежит горизонт мощностью до 100 – 200 м, который состоит из охлажденных водопроницаемых пород и охлажденных водонепроницаемых пород (водоупоров), температура которых не ниже $-2...-2,5^{\circ}\text{C}$ [Дубиков, 2002].

Также важной особенностью является пласты залежеобразующих льдов, встречаемые в толще плейстоценовых отложений, слагающих водораздельные пространства и морские террасы Ямала. Это важный момент, из которого следует, что пластовые льды на Ямале свойственны районам плейстоценового осадконакопления [Дубиков, 2002]. Ледяные пласты мощностью от 2-3 до 8-10 м приурочены к морским отложениям салехардской и казанцевской свит, выходящих на дневную поверхность в основании разрезов верхнечетвертичных террас на глубинах от 5-10 до 15-25 м. В низовьях рек отмечены погребенные льды в аллювиальных голоценовых отложениях, а также инъекционные льды типа ядер бугров пучения.

Стационар «Васькины Дачи» [Лейбман, Хомутов 2019], расположенный в центральной части полуострова Ямал, основан в 1988 г. Основные объекты длительного мониторинга – глубина сезонного протаивания и температура пород в скважинах на нескольких мониторинговых площадках. Стационар служит опорной базой для изучения склоновых криогенных процессов. Благодаря стационарным наблюдениям удалось разработать теорию криогенного оползания [Лейбман, 2005] и на её основе предположить подтвердившуюся впоследствии смену механизмов оползания при потеплении. Разработан метод оценки оползневой опасности [Хомутов, Лейбман, 2016], основанный на количественном анализе и экспертной оценке распространения современных криогенных оползней и их параметров в разных ландшафтах.

Методы полевых исследований. В 2023 г. на территории стационара «Васькины Дачи» был продолжен мониторинг глубины протаивания на существующих площадках. Дополнительно, были размечены новые профили, соединившие все существующие площадки мониторинга в единую сеть наблюдений (рис. 1). Точки профилей выбраны по ландшафтно-геоморфологическому принципу для охвата наибольшего количества выделяемых на изучаемой территории природно-территориальных комплексов (ПТК). Глубина протаивания и на площадках, и на профилях измеряется механическим способом металлическим щупом длиной 2 м. В общей сложности к 5 существующим площадкам (CALM R5 100x100 м с 1993 г., ВД-1–ВД-3 50x50 м либо в виде 5 отдельных 50-метровых трансект на ограниченной территории с 2007 г. и ВД-Торфяник 6x6 м с 2014 г.) добавилось 4 профиля длиной от 1300 до 1670 м (общая длина – 6090 м). Для каждой точки профиля составлено детальное эколого-ландшафтное описание.

Для оценки динамики и особенностей состояния многолетнемерзлых пород проведен анализ и сопоставление данных по глубине протаивания, полученных в 2023 г. с более ранними результатами мониторинга.

Оценка особенностей изменения глубины протаивания. Средние значения глубины протаивания по анализируемым объектам мониторинга приведены в таблице 1.

Территория стационара «Васькины Дачи» отличается значительной расчлененностью рельефа с широким диапазоном ПТК нескольких геоморфологических уровней (рис.1). Профили пересекают большинство выделяемых ПТК от V морской равнины до II надпойменной террасы р. Мордыхи.

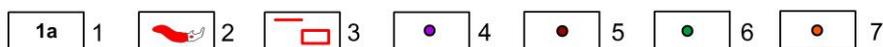
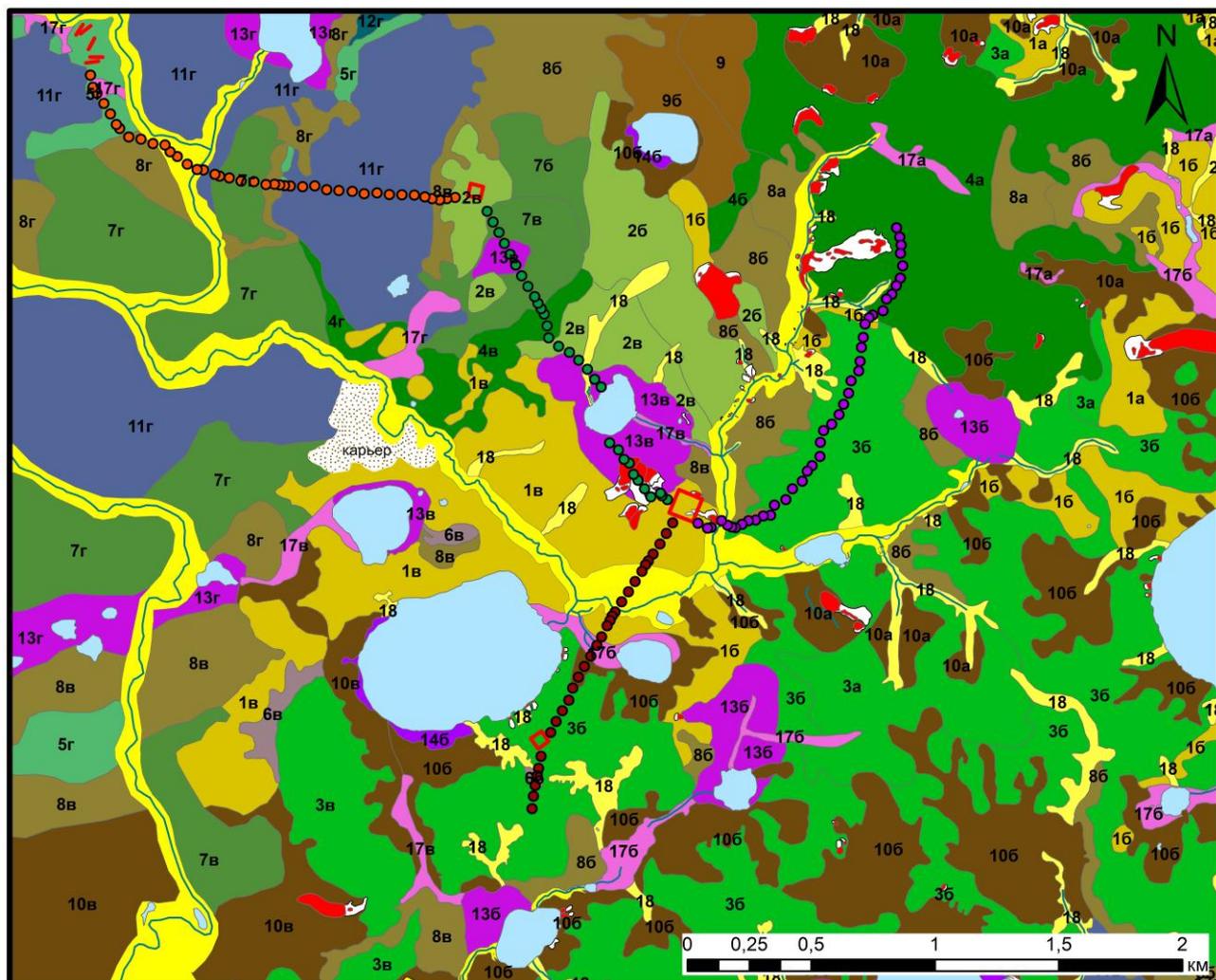


Рис. 1. Карта природно-территориальных комплексов территории стационара «Васькины Дачи», Центральный Ямал.

1 - индексы природно-территориальных комплексов (ПТК, согласно [Хомутов, Лейбман, 2016]; а – V морская равнина, б – IV прибрежно-морская равнина, в – III аллювиально-морская равнина, г – II надпойменная терраса); 2 – криогенные оползни скольжения (КОС) 1989 г.; 3 – площадки мониторинга глубины сезонного протаивания, включая отдельные трансекты на ограниченной площади; Точки геокриологических профилей, заложенных в 2023 г.: 4 – I R5, 5 – II R5, 6 – III R5, 7 – IV R5. Подробная легенда с характеристиками ПТК соответствует таблице 1 в [Хомутов, Лейбман, 2016].

Для анализа глубины протаивания среди них следует выделить несколько основных характерных поверхностей: 1) слабозадернованная вершинная поверхность с песчаными породами в сезонно-талом-слое (СТС); 2) относительно задернованная вершинная поверхность с супесчаными породами в СТС; 3) слабозадернованная склоновая поверхность с песчаными и супесчаными породами в СТС; 4) сильнозадернованная

склоновая поверхность с суглинистыми породами в СТС; 5) поверхность торфяника; 6) оползневые склоны с поверхностями скольжения с засоленными глинами в СТС; 7) вогнутые поверхности с оторфованными супесчаными и суглинистыми породами в СТС; 8) поверхности хасыреев с оторфованными суглинистыми породами в СТС.

Таблица 1. Статистическая обработка значений глубины протаивания по данным мониторинга в 2023 г.

Объект мониторинга	Глубина протаивания, см			Количество измерений	Среднеквадр. отклонение
	Средняя	Минимум	Максимум		
Площадка ВД CALM (R5)	99	65	160	102	20
Площадка ВД-1 (R5a)	79	58	105	55	10
Площадка ВД-2 (R5b)	80	50	127	55	16
Площадка ВД-3 (R5c)	126	99	148	55	12
Площадка ВД-Торфяник (R5d)	51	39	64	49	6
Профиль I R5	86	48	158	41	27
Профиль II R5	84	45	163	29	27
Профиль III R5	85	45	130	23	21
Профиль IV R5	81	33	151	34	31

Наименьшие значения глубины протаивания наблюдаются на поверхностях с торфом в СТС, наибольшие – на слабозадернованных вершинных поверхностях с песками в СТС (рис. 2), а также на склонах с засоленными глинами, оврагах, пойме реки, где при измерении механическим способом не удастся получить конечные показатели глубин протаивания. Такие точки исключены из расчетов.

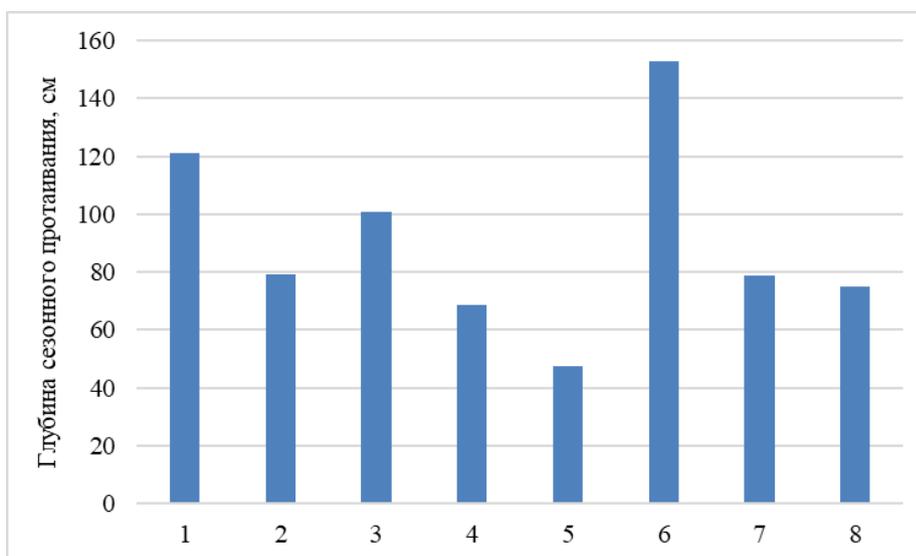


Рис. 2. Глубина протаивания по выделенным поверхностям

Те же закономерности наблюдаются на мониторинговых площадках с более длинными рядами наблюдений с наименьшими значениями в торфянике (ВД-Торфяник) и с наибольшими на слабозадернованных вершинных поверхностях с песчаными породами в СТС (CALM Вершина и ВД-3) (рис. 3). Заметно, что глубина сезонного протаивания в 2023 г. незначительно отличается от средних показателей последних лет, как и суммы положительных температур. Стоит отметить, что количество точек с невозможностью измерений механическим способом после аномально теплых 2012 и 2016 гг. увеличивается.

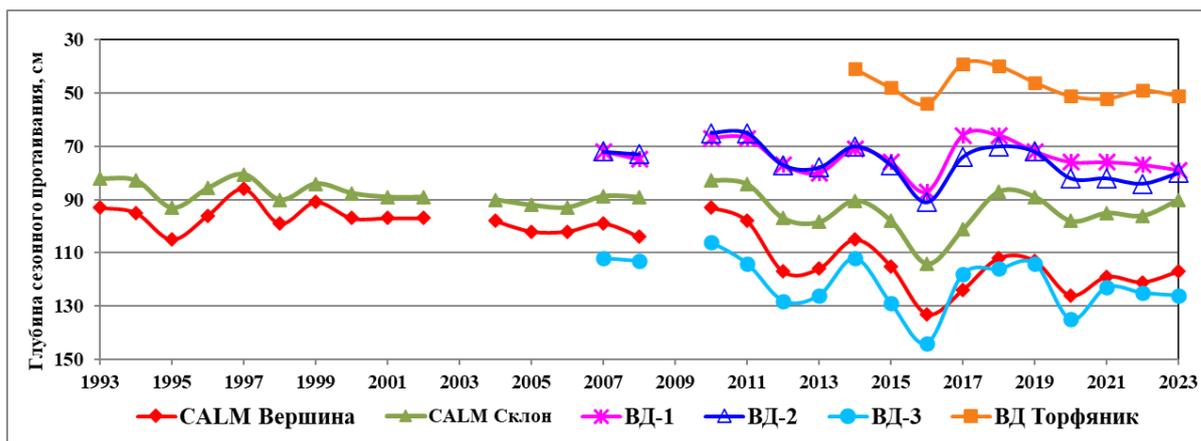


Рис. 3. Глубина сезонного протаивания на мониторинговых площадках, где CALM Вершина – слабозадернованная вершинная поверхность с песчаными породами в СТС, CALM Склон – относительно задернованная склоновая поверхность с супесчаными породами в СТС, ВД-1 и ВД-2 – сильнозадернованные вершинные поверхности с супесчано-суглинистыми породами в СТС, ВД-3 – оголенная и слабозадернованная вершинная поверхность с песчаными породами в СТС, ВД-торфяник – полигональный торфяник

Районирование глубины сезонного протаивания на ландшафтно-геоморфологической основе.

На основе карты ПТК, построенной ранее для стационара «Васькины Дачи» [Хомутов, Лейбман, 2016], базируясь на результатах обработки данных по глубине протаивания за 2023 г и предыдущие годы наблюдений, были построены картографические модели минимально и максимально возможных значений максимального сезонного протаивания.

Под максимальным сезонным протаиванием подразумевается протаивание на момент начала перехода среднесуточных температур воздуха конкретного участка наблюдений через 0°C в конце теплого периода.

Как известно, криогенные ландшафты отличаются мозаичностью условий, особенно если не проводить крупномасштабное ландшафтное районирование территории до уровня фаций. И эта мозаичность или пестрота, в том числе геокриологических условий, увеличивается с севера на юг [Лейбман и др., 2011], а также осложняется развитием различных криогенных процессов, в том числе склоновых [Лейбман, 2004; Лейбман, Кизяков, 2007; Khotutov et al., 2017 и другие]. Соответственно, под минимально и максимально возможными значениями максимального сезонного протаивания подразумеваются такие его значения, какие могут быть достигнуты на отдельных участках (фациях) внутри одного выделенного ПТК.

Для каждого ПТК, отраженного на карте (рис. 1) были определены диапазоны минимальных и максимальных значений, которыми они могут характеризоваться как по результатам непосредственных измерений для ПТК, в которых имеются либо профили либо площадки наблюдений, как 2023 г., так и предыдущих лет, так и по дистанционным косвенным данным для ПТК, не охваченным прямыми наблюдениями. Результаты районирования приведены в таблице 2.

Учитывались все особенности формирования сезонноталого слоя и его динамики в зависимости от ландшафтно-геоморфологических и климатических условий.

Местами, для одного и того же ПТК, но выделяющегося в пределах одного участка исследований на разных геоморфологических уровнях выделены разные минимальные и максимальные диапазоны максимального сезонного протаивания. На V морской равнине плоские субгоризонтальные водораздельные поверхности с бугорковато-кочковатыми кустарниково-травяно-моховыми тундрами на супесях и суглинках (ПТК 4 согласно таблице 1 в [Хомутов, Лейбман, 2016]) занимают более обширные пространства по

сравнению с более низкими уровнями, не так сильно расчленены овражно-балочной сетью, имеют более мощный моховой покров. Поэтому, глубина протаивания здесь в целом ниже.

Таблица 2. Районирование глубины протаивания на ландшафтно-геоморфологической основе

Индекс ПТК	Диапазоны максимального сезонного протаивания, см	
	минимально возможные	максимально возможные
1а,б,в	60-70	150-160
2б,в	60-70	100-110
3а,б,в	50-60	120-130
4а	50-60	80-90
4в,г	80-90	110-120
5г	80-90	более 200
6б,в	30-40	50-60
7б,в,г	60-70	более 200
8а,б,в,г	70-80	более 200
9а,б	100-110	160-170
10а,б,в	100-110	160-170
11г	30-40	90-100
12г	40-50	110-120
13б,в,г	40-50	более 200
14б,в	40-50	60-70
1б	50-60	более 200
17а,б,в,г	40-50	70-80
18	110-120	более 200
КОС	более 200	более 200

Также, особенностью ландшафтно-геоморфологической структуры территории стационара «Васькины Дачи» является повсеместное наличие относительно молодых криогенных оползней скольжения (КОС), сошедших в 1989 г. [Лейбман, 2005]. Соответственно, на таких поверхностях СТС еще не сформировался в классическом виде и в настоящее время составляет заведомо более 200 см.

На основе полученного районирования возможно проводить оценку устойчивости ПТК к деградации ММП, в том числе развитию криогенных процессов, приводящих к изменению локальных параметров ММП (криогенные оползни, термоцирки, чаши вытаявания и т.п.) на фоне современных трендов изменения климата с учетом зонально-климатических условий формирования СТС на севере Западной Сибири.

Благодарности. В 2021-2023 гг. исследования проведены в рамках выполнения совместного с Научным центром изучения Арктики проекта «Прогноз деградации мерзлоты и технология автоматизированного контроля несущей способности мерзлых грунтов под объектами капитального строительства», при поддержке Правительства ЯНАО и Российского центра освоения Арктики (в рамках задач Западно-Сибирского НОЦ мирового уровня), а также при частичной финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-60222 в 2018-2021 гг., РФФИ и ЯНАО в рамках научных проектов №№ 18-45-890013 (2018 г.) и 19-45-890011 (2019-2022 гг.). Методические подходы разрабатываются при выполнении работы по госзаданию № 121041600042-7.

ЛИТЕРАТУРА

Анисимов О.А., Жирков А.Ф., Шерстюков А.Б. Современные изменения криосферы и природной среды в Арктике // Арктика XXI век. Естественные науки. 2015. №. 2. С. 24-47.

Бабкина Е.А., Лейбман М.О., и др. Активизация криогенных процессов на территории Центрального Ямала как следствие региональных и локальных изменений климата и теплового состояния пород // Метеорология и гидрология. 2019. № 4. С. 99-109.

Баулин В.В., Белопухова Е.Б., Дубиков Г.И., Шмелев Л.М. Геокриологические условия Западно-Сибирской низменности, М., Наука, 1967, 214 с.

Геокриология СССР (Западная Сибирь). М., Недра, 1989, 454 с.

Дубиков Г.И. Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири, М., ГЕОС, 2002, 246 с.

Конищев В.Н. Реакция вечной мерзлоты на потепление климата // Криосфера Земли. 2011. Т. XV. №4. С. 15-18.

Королева Е.С., Хайруллин Р.Р., Бабкина Е.А. и др. Индикаторы локальных изменений сезонного протаивания с применением беспилотных летательных аппаратов для картографирования криолитозоны // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 491. № 1. С. 87-91. doi: 10.31857/S2686739720030093

Лейбман М.О. Динамика слоя сезонного оттаивания пород и методика измерения его глубины в различных ландшафтах Центрального Ямала // Криосфера Земли. 2001. Т. V. №3. С. 17-24.

Лейбман М.О. Криогенные склоновые процессы и их геоэкологические последствия в условиях распространения пластовых льдов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. ИКЗ СО РАН. Тюмень, 2005, 48 с.

Лейбман М.О. Механизмы формирования криогенных оползней скольжения и условия их индикации по высокорослой иве на Центральном Ямале// Материалы Московского Центра Русского географического общества. Биогеография. М., РАСХН, 2004, Вып. 12, с. 89–94.

Лейбман М.О., Москаленко Н.Г., Орехов П.Т. и др. Взаимодействие криогенных и биотических компонент геосистем в криолитозоне Западной Сибири на трансекте "Ямал". Полярная криосфера и воды суши. Гл.ред. В.М.Котляков, члены редколлегии Д.А. Гиличинский, В.Г. Дмитриев, Д.С.Дроздов, В.Я.Липенков, М.Ю.Москалевский, И.А.Шикломанов - М.: Paulsen, 2011. С. 171-192.

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

Лейбман М.О., Хомутов А.В. Стационар «Васькины Дачи» на Центральном Ямале: 30 лет исследований // Криосфера Земли. 2019. Т. 23. № 1. С. 91-95. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2019-1(91-95)

Мельников Е.С., Васильев А.А., Лейбман М.О., Москаленко Н.Г. Динамика сезонноталого слоя в Западной Сибири // Криосфера Земли. 2005. Т. IX. №2. С. 23-32.

Общее мерзлотоведение // Под ред. В.А. Кудрявцева. М., Изд-во МГУ, 1978, 464 с.

Осадчая Г.Г. Стабилизирующие реакции мерзлотных ландшафтов на изменение климатических условий // Криосфера Земли. 2003. Т. VII. №4. С. 21-27.

Хомутов А.В., Бабкин Е.М., Тихонравова Я.В. и др. Комплексные исследования криолитозоны северо-восточной части Пур-Тазовского междуречья // Научный вестник Ямало-Ненецкого АО. 2019. 1(102). С. 53-64. doi: 10.26110/ARCTIC.2019.102.1.008

Хомутов А.В., Лейбман М.О. Оценка опасности проявления криогенных оползней скольжения в тундре Центрального Ямала // Криосфера Земли. 2016. Т. XX. №2. С. 49–60.

Biskaborn B.K., Smith S.L., Noetzli J. et al. Permafrost is warming at a global scale // Nature Communications. 2019. Vol. 10, 264. doi: 10.1038/s41467-018-08240-4

Brown J., Hinkel K.M., Nelson F.E. The circumpolar active layer monitoring (CALM) program: Research designs and initial results // Polar Geography. 2000. Vol. 24. № 3. С. 166–258. doi: 10.1080/10889370009377698

Farquharson L.M., Romanovsky V.E., Cable W.L. et al. Climate change drives widespread and rapid thermokarst development in very cold permafrost in the Canadian High Arctic // Geophysical Research Letters. 2019. Vol. 46. Is. 12. P. 6681–6689. doi: 10.1029/2019GL082187

Kanevskiy M., Shur Y., Jorgenson T. et al. Degradation and stabilization of ice wedges: Implications for assessing risk of thermokarst in northern Alaska // Geomorphology. 2017. Vol. 297. P. 20–42. doi: 10.1016/j. geomorph.2017.09.001

Khomutov A., Leibman M., Dvornikov Yu. et al. Activation of Cryogenic Earth Flows and Formation of Thermocirques on Central Yamal as a Result of Climate Fluctuations // Advancing

Culture of Living with Landslides. Proceedings of World Landslide Forum 4, May 29 – June 2, 2017, Ljubljana, Slovenia, Eds.: K.Mikoš, V.Vilímek, Y.Yin, K.Sassa, Vol.5, Landslides in Different Environments. Springer International Publishing AG. 2017. P. 209-216. doi: 10.1007/978-3-319-53483-1_24

Liljedahl A.K., Boike J., Daanen R.P. et al. Pan-Arctic ice-wedge degradation in warming permafrost and its influence on tundra hydrology // *Nature Geoscience*. 2016. Vol. 9. Is. 4. P. 312–318. doi: 10.1038/ngeo2674

van Everdingen R.O., ed. Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms in Chinese, English, French, German, Icelandic, Italian, Norwegian, Polish, Romanian, Russian, Spanish, and Swedish. International Permafrost Association, Terminology Working Group, 1998.

Vasiliev A.A., Drozdov D.S., Gravis A.G. et al. Permafrost degradation in the Western Russian Arctic // *Environmental Research Letters*. 2020. Vol. 15. № 4. P. 045001. doi: 10.1088/1748-9326/ab6f12

Walker D.A., Jia G.J., Epstein H.E. et al. Vegetation-Soil-Thaw-Depth Relationships along a Low-Arctic Bioclimatic gradient, Alaska: Synthesis of Information from the ATLAS Studies // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2003. Vol. 14. Is. 2. P. 103-123. doi: 10.1002/ppp.452

Widhalm B., Bartsch, A., Leibman, M., Khomutov, A. Active-layer thickness estimation from X-band SAR backscatter intensity // *The Cryosphere*. 2017. Vol. 11. № 1. P. 483–496. doi: 10.5194/tc-11-483-2017

MONITORING AND ZONING OF ACTIVE LAYER DEPTH ON A LANDSCAPE-GEOMORPHOLOGICAL BASIS ON CENTRAL YAMAL

Khomutov A.V.¹, Babkina E.A.¹, Mareev V.A.^{1,2}, Fakashuk N.Yu.¹

¹ Earth Cryosphere Institute Tyumen Scientific Centre SB RAS, Tyumen, Russia

² Tyumen Industrial University, Tyumen, Russia

Monitoring of active layer depth on key sites «Vaskiny Dachi» in the central part of Yamal Peninsula was ongoing and expanded in 2023. Obtained data were compared with earlier monitoring results. Zoning of active layer depth was carried out on a landscape-geomorphological basis.

Keywords: *active layer depth, permafrost, monitoring, active layer, zoning of active layer depth*

REFERENCES

Anisimov O.A., Zhirkov A.F., Sherstyukov A.B. Modern changes in the cryosphere and natural environment in the Arctic // *Arctic XXI century. Natural Sciences*. 2015. No. 2. pp. 24-47.

Babkina E.A., Leibman M.O., Dvornikov Y.A., Fakashchuk N.Y., Khairullin R.R., Khomutov A.V. Activation of cryogenic processes in Central Yamal as a result of regional and local change in climate and thermal state of permafrost // *Russian Meteorology and Hydrology*. 2019. Vol. 44. № 4. P. 283-290. doi: 10.3103/S1068373919040083

Baulin V.V., Belopukhova E.B., Dubikov G.I., Shmelev L.M. Geocryological conditions of the West Siberian Lowland, M., Nauka, 1967, 214 pp.

Geocryology of the USSR (Western Siberia). Ed. E.D. Ershova, M., Nedra, 1989, 454 p.

Dubikov G.I. Composition and cryogenic structure of frozen strata of Western Siberia, M., GEOS, 2002, 246 p.

Konishchev V.N. Response of permafrost to climate warming // *Cryosphere of the Earth*. 2011. Vol. XV. No. 4. pp. 15-18.

Koroleva E.S., Khairullin R.R., Babkina E.A., Slogoda E.A., Khomutov A.V., Melnikov V.P., Babkin E.M., Tikhonravova Y.V. Seasonal thawing local changes indicators for UAV-based cryolithozone mapping // *Doklady Earth Sciences*. 2020. Vol. 491. № 1. P. 179-182. doi: 10.1134/S1028334X20030095

Leibman M.O. Dynamics of the layer of seasonal thawing of rocks and methods for measuring its depth in various landscapes of Central Yamal // *Cryosphere of the Earth*. 2001. T. V. No. 3. pp. 17-24.

Leibman M.O. Cryogenic slope processes and their geoecological consequences in the conditions of the spread of sheet ice: Author's abstract. dis. ... Dr. Geol.-Min. Sci. IKZ SB RAS. Tyumen, 2005, 48 p.

Leibman M.O. Mechanisms of formation of cryogenic sliding landslides and conditions for their indication on tall willow in Central Yamal // Materials of the Moscow Center of the Russian Geographical Society. Biogeography. M., Russian Acad. of Agric. Sciences, 2004, Issue. 12, p. 89–94.

Leibman M.O., Moskalenko N.G., Orekhov P.T. and others. Interaction of cryogenic and biotic components of geosystems in the permafrost zone of Western Siberia on the Yamal transect. Polar cryosphere and land waters. Chief editor V.M.Kotlyakov, members of the editorial board D.A. Gilichinsky, V.G. Dmitriev, D.S.Drozhdov, V.Ya.Lipenkov, M.Yu.Moskalevsky, I.A.Shklomanov - M.: Paulsen, 2011. P. 171-192.

Leibman M.O., Kizyakov A.I. Cryogenic landslides of Yamal and the Yugra Peninsula. M. – Tyumen, IKZ SB RAS, 2007, 206 p.

Leibman M.O., Khomutov A.V. Station “Vaskina Dacha” in Central Yamal: 30 years of research // Cryosphere of the Earth. 2019. T. 23. No. 1. P. 91-95. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2019-1(91-95)

Melnikov E.S., Vasiliev A.A., Leibman M.O., Moskalenko N.G. Dynamics of the seasonally thawed layer in Western Siberia // Cryosphere of the Earth. 2005. T. IX. No. 2. pp. 23-32.

General permafrost // Ed. V.A. Kudryavtseva. M., Moscow State University Publishing House, 1978, 464 p.

Osadchaya G.G. Stabilizing reactions of permafrost landscapes to changing climatic conditions // Cryosphere of the Earth. 2003. T. VII. No. 4. pp. 21-27.

Khomutov A.V., Babkin E.M., Tikhonravova Ya.V. and others. Comprehensive studies of the permafrost zone of the northeastern part of the Pur-Taz interfluvium // Scientific Bulletin of the Yamalo-Nenets Autonomous Okrug. 2019. 1(102). pp. 53-64. doi: 10.26110/ARCTIC.2019.102.1.008

Khomutov A.V., Leibman M.O. Assessment of the danger of cryogenic sliding landslides in the tundra of Central Yamal // Cryosphere of the Earth. 2016. T.XX. No. 2. pp. 49–60.

Biskaborn B.K., Smith S.L., Noetzli J. et al. Permafrost is warming at a global scale // Nature Communications. 2019. Vol. 10, 264. doi: 10.1038/s41467-018-08240-4

Brown J., Hinkel K.M., Nelson F.E. The circumpolar active layer monitoring (CALM) program: Research designs and initial results // Polar Geography. 2000. Vol. 24. № 3. C. 166–258. doi: 10.1080/10889370009377698

Farquharson L.M., Romanovsky V.E., Cable W.L. et al. Climate change drives widespread and rapid thermokarst development in very cold permafrost in the Canadian High Arctic // Geophysical Research Letters. 2019. Vol. 46. Is. 12. P. 6681–6689. doi: 10.1029/2019GL082187

Kanevskiy M., Shur Y., Jorgenson T. et al. Degradation and stabilization of ice wedges: Implications for assessing risk of thermokarst in northern Alaska // Geomorphology. 2017. Vol. 297. P. 20–42. doi: 10.1016/j.geomorph.2017.09.001

Khomutov A., Leibman M., Dvornikov Yu. et al. Activation of Cryogenic Earth Flows and Formation of Thermocirques on Central Yamal as a Result of Climate Fluctuations // Advancing Culture of Living with Landslides. Proceedings of World Landslide Forum 4, May 29 – June 2, 2017, Ljubljana, Slovenia, Eds.: K.Mikoš, V.Vilímek, Y.Yin, K.Sassa, Vol.5, Landslides in Different Environments. Springer International Publishing AG. 2017. P. 209-216. doi: 10.1007/978-3-319-53483-1_24

Liljedahl A.K., Boike J., Daanen R.P. et al. Pan-Arctic ice-wedge degradation in warming permafrost and its influence on tundra hydrology // Nature Geoscience. 2016. Vol. 9. Is. 4. P. 312–318. doi: 10.1038/ngeo2674

van Everdingen R.O., ed. Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms in Chinese, English, French, German, Icelandic, Italian, Norwegian, Polish, Romanian, Russian, Spanish, and Swedish. International Permafrost Association, Terminology Working Group, 1998.

Vasiliev A.A., Drozdov D.S., Gravis A.G. et al. Permafrost degradation in the Western Russian Arctic // Environmental Research Letters. 2020. Vol. 15. № 4. P. 045001. doi: 10.1088/1748-9326/ab6f12

Walker D.A., Jia G.J., Epstein H.E. et al. Vegetation-Soil-Thaw-Depth Relationships along a Low-Arctic Bioclimatic gradient, Alaska: Synthesis of Information from the ATLAS Studies // Permafrost and Periglacial Processes. 2003. Vol. 14. Is. 2. P. 103-123. doi: 10.1002/ppp.452

Widhalm B., Bartsch, A., Leibman, M., Khomutov, A. Active-layer thickness estimation from X-band SAR backscatter intensity // The Cryosphere. 2017. Vol. 11. № 1. P. 483–496. doi: 10.5194/tc-11-483-2017