

Российская академия наук
Сибирское отделение
Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ И БУДУЩЕЕ ГЕОКРИОЛОГИИ

**ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ
IV ВСЕРОССИЙСКОГО НАУЧНОГО МОЛОДЕЖНОГО
ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОГО ФОРУМА
с международным участием,
посвященного 200-летию со дня рождения
академика А. Ф. Миддендорфа**

(29 июня – 12 июля 2015 г., г. Якутск, Россия)

Ответственные редакторы:
доктор технических наук Д. М. Шестернёв,
кандидат геолого-минералогических наук Л. А. Гагарин

Якутск
Издательство ФГБУН Институт мерзлотоведения
им. П. И. Мельникова СО РАН
2015

УДК 551.34
ББК 26.36
С56

С56 **Современные проблемы и будущее геокриологии** : тезисы докладов IV Всероссийского научного молодежного геокриологического форума с международным участием, посвященного 200-летию со дня рождения академика А. Ф. Миддендорфа (29 июня – 12 июля 2015 г., г. Якутск, Россия) / Российская академия наук, Сибирское отделение, ФГБУН Ин-т мерзлотоведения им. П. И. Мельникова ; [отв. ред. Д. М. Шестернёв, Л. А. Гагарин]. – Якутск : Изд-во Института мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, 2015. – 148 с. ISBN 978-5-93254-162-3

В сборнике опубликованы расширенные тезисы докладов молодых ученых конференции в рамках IV Всероссийского научного молодежного геокриологического форума с международным участием (29 июня – 12 июля 2015 г., г. Якутск, Россия).

Опубликованные материалы конференции посвящены широкому кругу вопросов мерзлотоведения – от региональной и исторической геокриологии, гидрогеологических, геотермических и геохимических исследований до криогенных процессов при изменениях климата и устойчивости инженерных сооружений в криолитозоне.

Материалы сборника предназначены для ученых, инженерно-технических работников, студентов вузов и аспирантов, в целях эффективного решения проблем рационального освоения криолитозоны, а также подготовки специалистов в области мерзлотоведения (геокриологии).

УДК 551.34
ББК 26.36

Мероприятие проведено при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований, Проект № 15-35-10201;
Научно-образовательного фонда поддержки молодых ученых Республики Саха (Якутия).

ISBN 978-5-93254-162-3

© Российская академия наук, 2015
© ФГБУН Ин-т мерзлотоведения
им. П. И. Мельникова СО РАН, 2015

ПРЕДИСЛОВИЕ



*Миддендорф Александр Федорович
(1815-1894 гг.)*

Научные исследования мерзлой подпочвы, выполненные А. Ф. Миддендорфом по поручению Российской Академии Наук и опубликованные в 1846 – 1849 гг., окончательно закрепили первенство русских ученых в открытии и познании криолитозоны как природного геофизического явления и заставили ученых Западной Европы признать, что они получали правильное понятие о распределении и мощности мерзлой зоны литосферы.

П. Ф. Швецов

18 августа 1815 г. исполнится 200 лет со дня рождения одного из основоположников науки о вечной мерзлоте. Этому событию, современным проблемам и будущему геокриологической науки посвящен IV Всероссийский научный молодежный геокриологический форум, бессменным организатором которого является ФГБУН ИМЗ СО РАН.

От других молодежных конференций форум в ИМЗ СО РАН отличается тем, что в его программе предусмотрено проведение школы-семинара в полевых условиях. Здесь, как правило, участники не просто знакомятся с современными методами и методиками полевых исследований геокриологических условий, но и проводят эти исследования практически самостоятельно. Необходимую помощь при производстве горно-проходческих работ, геофизических и других видов исследований, используемых в процессе инженерно-геокриологических изысканий в криолитозоне, оказывают высококвалифицированные молодые ученые ИМЗ СО РАН. Причем каждый раз место проведения школы-семинара выбирается с учетом типов инженерных сооружений, расположенных на выбранной территории. На IV форуме школа-семинар пройдет на одном из проблемных участков строительства и эксплуатации федеральной автомобильной дороги «Лена». Проведение школы-семинара в финансовом плане обеспечивают организаторы форума.

Мне кажется, именно о такой подготовке ученых-мерзлотоведов мечтали в XIX столетии первые исследователи арктических и субарктических областей России, одним из которых был и А. Ф. Миддендорф, российский естествоиспытатель и путешественник, академик, почетный член Петербургской Академии Наук.

Миддендорф родился 16 августа (6 – по старому стилю) 1815 г. в Южной Эстонии. Отец его был директором Петербургского Главного педагогического института, в гимназии которого Миддендорф получил среднее образование.

После этого он некоторое время служил в Департаменте мануфактур и внутренней торговли, а в 1832 г. поступил в Дерптский [Юрьевский, Тартуский] университет. Окончил он его в 1837 г. со степенью доктора медицины. Затем он работал адъюнктом-профессором Киевского университета на кафедре зоологии. Эта работа ему не нравилась, и он был счастлив на время бросить ее и по приглашению академика К. М. Бэра участвовать в экспедиции на Кольский полуостров. После получения предложения Академии наук принять начальствование экспедицией, снаряженной в Северную Сибирь, Миддендорф окончательно разорвал с Киевом и посвятил свою жизнь исследованию территорий с суровыми климатическими условиями (рисунок).



Рис. 1. Карта-схема маршрутов экспедиций, которыми руководил академик А. Ф. Миддендорф.

Красные линии и годы – направления и время проведения экспедиций

Во время своих экспедиций в Якутию и в другие регионы России А. Ф. Миддендорф изучал вечную мерзлоту впервые по специальному поручению Академии наук. Геотермические наблюдения были проведены им в 12 шурфах в Восточной Сибири. Но выдающимся его достижением являются геотермические наблюдения в шахте Шергина глубиной 116 м. Это позволило расширить фундаментальные представления М. В. Ломоносова о причинах и термодинамических особенностях существования вечной мерзлоты. Наблюдения А. Ф. Миддендорфа впервые позволили количественно охарактеризовать геотермический градиент в мерзлой толще и судить о ее мощности. Им также впервые было указано и на влияние дисперсного состава грунтов на скорость и мощность промерзания и оттаивания грунтов. В работах А. Ф. Миддендорфа можно найти много гипотез о гидрогеологических условиях криолитозоны, сыгравших положительную роль в проведении соответствующих исследований другими авторами.

Несомненно, наряду с весьма важными результатами изучения особенностей формирования, строения и распространения вечной мерзлоты, главным

достижением работ А. Ф. Миддендорфа является то, что после его публикаций Западная Европа поверила в наличие «Российского ледяного сфинкса», которым является криолитозона.

С тех пор прошло более 150 лет, но и сейчас результаты работ А. Ф. Миддендорфа и его современников К. М. Бера, И. А. Лопатина, Г. Майделя и других остаются актуальными для ретроспективного и перспективного анализа истории развития криолитозоны не только в России, но и в мире.

Содержание сборника тезисов докладов молодежного геокриологического форума показывает, что традиции, заложенные предшественниками, живы. Молодыми учеными рассматривается широкий круг теоретических и практических вопросов, направленных на решение проблемы обеспечения эффективного инженерного освоения территорий с суровыми климатическими условиями.

Работа форума будет проходить по трем секциям:

– «Региональная и историческая геокриология. Геотермия и теплофизика криолитозоны. Криогенные процессы и явления. Динамика криогенных ландшафтов» – 9 докладов;

– «Гидрология, гидрогеология и геохимия мерзлой зоны. Парниковые газы» – 11 докладов;

– «Изменение климата, эволюция криолитозоны, дистанционное зондирование и инженерная геокриология» – 15 докладов.

Зарубежные гости представят 2 доклада.

Опубликованные материалы молодежного форума затрагивают большой круг вопросов различных направлений развития геокриологии. Они, несомненно, будут интересны для ученых, студентов и аспирантов, а также для специалистов, занимающихся решением практических задач в освоении территорий вечной мерзлоты.

*Зав. лаб. инженерной геокриологии ИМЗ СО РАН,
д.т.н., проф. Д. М. Шестернёв*

ПЛЕНАРНЫЕ ДОКЛАДЫ

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СИБИРИ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ, ПЕРСПЕКТИВЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Железняк М. Н.

Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

Представления о причинах возникновения и формирования криолитозоны развивались по мере накопления научных данных и эволюции взглядов на развитие Земли. В настоящее время большинство исследователей придерживается взглядов, в общем виде высказанных П. Ф. Швецовым: «Многолетняя криолитозона возникла и развивалась, возникает и развивается, исчезала и исчезает в имевшем место прежде и наблюдающемся теперь процессе теплообмена между Землей и Солнцем, Землей и межпланетным пространством, земной корой и атмосферой, почвой и приземным слоем воздуха, почвой и глубокими недрами Земли» [1].

Отрицательная температура пород на подошве деятельного слоя свидетельствует о существовании на поверхности таких условий теплообмена, которые достаточны для глубокого промерзания [2]. Скорость промерзания, мощность мерзлой толщи во многом зависят от физических свойств горных пород и теплового состояния недр Земли. В современных условиях на Земле суммарная площадь криолитозоны (включая Гренландию и Антарктиду) составляет около 40% поверхности Земли и примерно 70% территории Евразии. Установленная максимальная мощность криогенной толщи на континентах – 1500 м, а многолетнемерзлой толщи – 1170 м (Попигайская котловина).

Региональная геокриология – один из разделов мерзлотоведения, который исследует зональные и региональные закономерности формирования и развития сезонно-и многолетнемерзлых пород, их распространения, условий залегания, температурного режима, строения и мощности мерзлых толщ, экзогенных (в том числе криогенных) процессов и явлений.

Исследованиям параметров криогенной толщи различных регионов Северной Азии посвящены работы М. И. Сумгина, П. Ф. Швецова, И. Я. Баранова, П. И. Мельникова, П. А. Соловьева, В. А. Кудрявцева, И. А. Некрасова, В. В. Баулина, Н. Г. Обермана, С. М. Фотиева, В. Р. Алексеева, В. Т. Балобаева, сотрудников кафедры геокриологии геологического факультета МГУ, сотрудников лабораторий общей геокриологии, геотермии Института мерзлотоведения и многих других мерзлотоведов, которые по крупицам собирали фактический материал о криолитозоне. Эти исследования заложили основу региональной геокриологии и послужили фундаментом в понимании причин формирования многолетней и сезонной мерзлоты на Земле, установлении параметров и основных закономерностей распространения криолитозоны. Однако говорить о том, что криолитозона планеты изучена, преждевременно, так как до настоящего времени отдельные регионы охарактеризованы в геокриологическом отношении лишь на основании анализа климатических факторов или по аналогии с соседними территориями.

Если имеющиеся данные для территории единичны, то работа с ними упрощается, а если этот массив насчитывает сотни и даже тысячи измерений, сразу встает вопрос об их обработке, хранении и анализе. Несомненно, создание баз данных (БД) на ПЭВМ с возможностью вести оперативную работу с большим массивом материалов, их статистической и аналитической обработкой является в настоящее время наиболее приемлемым решением в региональной геокриологии.

Создание геокриологических информационных систем – это задача настоящего времени, это инструмент для реанализа современных природных моделей, палеореконструкции природной среды и разработки прогноза её развития. Геокриологическая база данных должна стать основой при региональном картировании, дать возможность работающему с БД самостоятельно анализировать и вести поиск зависимостей между природными факторами.

В настоящее время сотрудниками лаборатории геотермии ИМЗ СО РАН разработана структура и создана база данных Сибирской платформы. В ней собрана геокриологическая информация по 250 участкам. Работа с базой данных позволяет вести просмотр имеющейся информации в табличном и графическом вариантах, делать выборку интересующих данных, производить её статистическую обработку. Анализ собранной и систематизированной информации позволяет нам говорить о чрезвычайно слабой геокриологической изученности Анабаро-Оленекского региона, центральной части Тунгусской синеклизы, Предверхоьянского прогиба, Непско-Ботубинской антеклизы. Это связано, в первую очередь, с труднодоступностью регионов, ограниченным объемом геолого-съёмочных и геологоразведочных работ, а также «секретностью» фондовых материалов и отсутствием в стране комплексного подхода к изучению природной среды.

Разработанная геокриологическая база данных Сибирской платформы может рассматриваться как элемент Международной ГБД и как самостоятельная региональная база данных. В основе её систематизации заложен геолого-структурный принцип. По анализу этих данных возможна аналитическая работа для выявления особенностей и закономерностей распространения ММП по участкам, орографическим областям, геоструктурам, отдельным месторождениям, а предельные значения или осредненные данные могут быть помещены в Международную ГБД.

Создание геокриологической базы данных является необходимостью и не может осуществляться в рамках сугубо инициативных программ, а требует внимания со стороны государства и Российской академии наук. Работа с такими базами данных (информационными системами) позволит выйти на более высокий уровень исследований, связанный с глубоким анализом массива материалов о криолитозоне. Упрощенный вариант этой базы должен использоваться в образовательной системе при подготовке курсовых и аттестационных работ.

В настоящее время при повсеместно отмечающемся потеплении климата в системе наук о Земле очень много внимания уделяется исследованию влияния климата на реакцию экосистемы. Одним из таких сложных, интересных и многогранных вопросов является реакция криолитозоны, как составляющей экосистемы, на современное изменение климата. В последние 10 лет появилось очень много прогнозных моделей и палеореконструкций криолитозоны.

Современные модели многофакторны и многокомпонентны, однако для их адаптации, особенно в региональном плане, необходим реанализ. Это возможно сделать только с помощью создания мониторинговой геокриологической сети. Именно недостаточность и неточность информации, очень часто связанная с использованием локальных (нетипичных для региона) данных о реакции криогенной толщи, приводит к неработоспособности моделей.

Наиболее быстрой реакцией криолитозоны на динамику природной среды и техногенез является изменение термического состояния горных пород и глубины сезонного протаивания (промерзания), которые могут быть критерием в оценке устойчивости криолитозоны и являться мониторинговыми компонентами.

Мировое геокриологическое сообщество уже на протяжении 10 лет, в рамках программы TSP (THERMAL STATE PERMAFROST), проводит работы по созданию международной мониторинговой сети за динамикой температурного поля верхних горизонтов литосферы.

Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, при поддержке международного проекта TSP, в 2007 г. разработал программу, целью которой является создание мониторинговой геокриологической сети на территории Восточной Сибири. Реальные, в основном финансовые, условия академической науки не позволяют осуществить внедрение этой программы в полном объеме. Тем не менее к настоящему времени за последние 5 лет введены в действие более 20 наблюдательных площадок в 8 районах Восточной Сибири. Часть из этих площадок была оборудована на скважинах, в которых геотермические наблюдения (разовые или режимные) велись с 1980-х годов, затем были прекращены, а в 2007 г. возобновлены.

Использование автоматизированных систем (логгеров) для контроля теплового состояния грунтов позволяет более дифференцированно и обоснованно подойти к оценке реакции и установлению причин и факторов, оказывающих влияние на динамику теплового режима грунтов.

Характер и динамика реакции криолитозоны на изменение климата в разных регионах различна и зависит от особенностей циркуляционных процессов, условий теплообмена на поверхности и состава грунтов. Так, несмотря на повсеместное повышение среднегодовой температуры воздуха за 30-летний период, в Восточной Сибири глубина сезонного протаивания и температура грунтов на глубине годовых теплооборотов, в зависимости от условий теплообмена на поверхности, состава и свойств горных пород, варьируют от стабильного значения (с нулевым трендом) до интенсивно изменяющихся ($0,5$ м/10 лет, $0,6^\circ$ С/10 лет) [3, 4].

При современных темпах развития промышленности и планах освоения северных территорий России возрастает роль эффективного использования профессиональных, высококлассных специалистов, менеджеров, управленцев и высококвалифицированных рабочих. Наметившиеся проблемы инженерного образования в России требуют безотлагательного решения. Вероятно, внедрение «дуальной системы образования» своевременно и необходимо. Именно этот путь образовательной системы в современных условиях нужен нашим детям и государству, так как позволяет воспитывать у подрастающего поколения инициативность, любознательность, способность к принятию самостоятельных решений, выработку практических навыков. Совместная работа ученых,

преподавателей, студентов и школьников направлена на повышение образовательного уровня молодежи, выработку у них навыков исследовательской и аналитической работы. В дальнейшем заинтересованные, подготовленные ребята могут продолжать свой профессиональный рост и исследовательскую работу в вузах, научно-исследовательских организациях, пополняя потенциал высококвалифицированных специалистов России.

Привлечение к научной деятельности студентов и школьников, разработкам и созданию геокриологических баз данных, организации и ведению системы мониторинга на настоящем этапе развития науки и образования может быть реальной перспективой развития геокриологических исследований.

Список литературы

1. Швецов, П. Ф. Вводные главы к основам геокриологии // Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры. – М. : Наука, 1955. – Вып. 1. – 110 с.
2. Общее мерзлотоведение / В. А. Кудрявцев, Б. Н. Достовалов – М. : Изд-во МГУ, 1967. – 340 с.
3. Варламов, С. П. Геотемпературный мониторинг грунтов долины Туймаада / С. П. Варламов, П. Н. Скрябин, Ю. Б. Скачков // Научное обеспечение решения ключевых проблем развития г. Якутска. – Якутск : ООО «Издательство Сфера», 2010. – С. 97–102.
4. Железняк, М. Н. Геокриологическая база данных Сибирской платформы / М. Н. Железняк // Рельеф и экзогенные процессы гор : материалы Всероссийской конференции. – Иркутск : Изд-во ИГ СО РАН, 2011. – С. 100–103.

SOUTHERN RELICTS OF PLEISTOCENE CLIMATE AND LANDSCAPE

Kong, W. S.¹, Park, S. W.¹, Shin, C. H.², Choi, K.², Yang, J. C.²

¹*Department of Geography, Kyung Hee University, 130-701, Seoul, Korea;*

²*Forest Diversity Division, Korea National Arboretum, 489-829, Pocheon, Kyunggi, Korea*

Wind holes or air holes, from which cool air blows out during the summer, but mild air comes out during the winter from a cave or hole in comparison with ambient temperature, are unique micro landform and their landscape is distinct. Wind holes are frequently found on northwest- and north-facing slopes on the terminal point of peri-glacial landform, such as steep talus, block field, and block stream, and can be categorized into three types, *i.e.*, talus, cave and sink types based upon their morphology and function.

Hostile climate of the Quaternary Period, which basically caused by the Pleistocene glaciation and permafrost environment, have forced numerous cold-loving boreal flora and vegetation of the circumpolar regions of Northeast Eurasia to migrate further south down to the Korean Peninsula for the sake of glacial refugia.

Wind holes, however, have provided the phytogeographically important primary refugia for cryophilous or cold-loving boreal flora during the Pleistocene period and later secondary refugia since the Holocene period. At present, wind holes are serving as a faraway disjunctive habitat for Pleistocene relict glacial

floristic elements, and present invaluable information to reconstruct regional natural history and climate change.

Phytogeographical values of southern glacial relict plants, including mountain cranberry (*Vaccinium vitis-idaea*) at its global southernmost limit at Bangnaeri wind hole, Hongchon County, Gangwon Province of Korea should be appreciated as the floristic glacial refugia in connection with climate deterioration during the Pleistocene as well as post-glacial refugia since the Holocene. It are also potentially important *in-situ* and *ex-situ* preservation sites in the future under global warming trend.

Present work established an integrated management system of environmental data base for nine typical wind holes or air holes in Korea in respect of definition, geographical distribution, morphological pattern, physical characteristics and anthropogenic environments of wind hole to propose systematic preservation strategy of their peri-glacial landscape and flora, which are known to be sensitive to global warming.

Wind hole areas with unique landscape and ecological values need to be designated as a nature reserve, and zoning of core, buffer, and transitional zones for the conservation of circumpolar origin cold-tolerant plants. To maintain a sustainability of wind hole as a relict ecosystem, including their original landform, micro-meteorological phenomena and plant community therein as a refugia or habitat for relict plant species of Pleistocene glacial period, appropriate restrictions and preservation measures are required.

HYDROLOGICAL SURVEY OF THE BLOCK STREAM IN Mt. MANEO SOUTH KOREA

Masayuki Seto¹, Song-Hyun Kim², Yukiya Tanaka³

¹ *Fukushima University, Fukushima, Japan;*

² *Kyung Hee University, Seoul, South Korea;*

³ *Kyung Hee University, Seoul, South Korea*

Mt. Maneo is located in the southeastern region of South Korea, with the western edge of the mountainous region touching the Miryang River, and the southern edge touching the Nakdong River. The geology of the bedrock consists of rhyolite tuff, which includes a large amount of andesitic gravel from the Cretaceous period intruded by Cretaceous biotite granite. The upper section of Mt. Maneo, where the block stream is located, is composed of biotite granite (KIGAM, 1998), and these heavily weathered granite sections easily crumble under the impact of a hammer. This section of granite also contains many core stones.

According to the observation of 2011 of the Korean Meteorological Agency (www.kma.go.kr), the precipitation was 1529.8 mm in the year of the west next Miryang city of the Mt. Maneo. This region had rainfall of 987.4 mm in the summer from June to September. This is 65% of annual precipitation. The monthly precipitation of July was 512.5 mm. On the other hand, the total precipitation of January, February, March and December was 83.3 mm. Especially, the monthly precipitation of January was 0mm. The mean annual air temperature was 13.5 Celsius degrees. July is the

warmest month of year. Mean air temperature was 26.4 Celsius degrees. The coldest month is January. Mean air temperature was -3.2 Celsius degrees. Maximum air temperature was 34.9 Celsius degrees in July. Minimum air temperature was -15.8 Celsius degrees in January.

The 669.5 m summit of Mt. Maneo is on a ridge stretching from east to west. The surrounding terrain includes a dissected valley slope and a gentle slope where dissection has not yet progressed. The dissected valley slope has an incline of around 20° and shows a high level of unevenness in a transverse direction. The gentle slope, located south of the ridge connecting the Mt. Maneo summit to a 530 m peak northwest of the summit, has a 15° incline with little dissection compared with other slopes in the area. The block stream consists of blocks of biotite granite, and covers the upper half of the gentle slope. The distribution of the block stream includes the rhyolite tuff region at the lower part of the mountain.

Study method. Using a satellite image reading from Naver site (<http://www.naver.com/>) and a field survey, we studied the positional relationship between the Mt. Maneo block stream and its surrounding terrain, as well as the general shape of the block stream. The satellite image scale was about 1:5000, which had a resolution sufficient to identify the block stream. Next, we superimposed the interpreted satellite image on a 1:25 000 topographic map, and read the contour lines over the location of the block stream. On site, we placed traverse lines T1 and T2 across upstream and downstream sections of the block stream, respectively. Then, we measured Axis A (longest axis) and Axis B (intermediate axis) of as many blocks as possible located on these traverse lines (Figure 1).

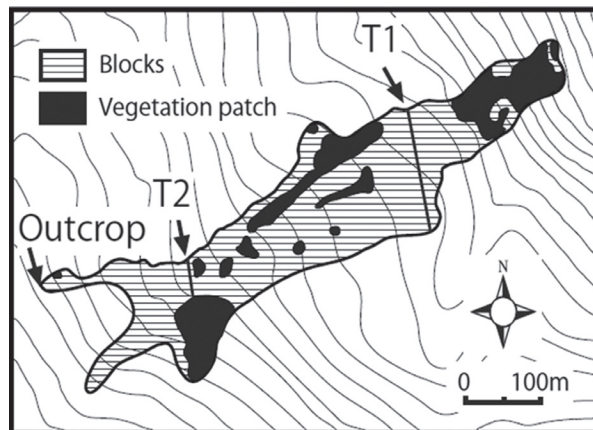


Fig.1 Block stream near Mt. Maneo

The lengths of the traverse lines were 150 m for T1 and 50 m for T2. In addition, a forest road crossed near the lower end of the block stream creating an out crop. We examined the stratigraphy of the slope deposits and the block stream in this out crop.

We observed ground water flow and soil saturation by five tensiometers. All observation points were located at the top of block stream. Depth of the tensiometers were about 30cm. Tensiometers were inserted fine slope deposits at the upper part of the block stream. Observation period was Jul. 9, 2014 to Jul.14, 2014.

Results. The plan view of the block stream on Mt. Maneo has a belt-like shape. A detailed observation of this plan view reveals that in the section above traverse

line T1, the block stream width is around 50 m, and in the section below T1 the width significantly increases and is 200 m at the widest point. The lower end splits into two strands, and the block stream width is approximately 20–30 m. The block stream undulates in the transverse direction and surges upward in some sections.

The top end of the slope is the steepest, having an incline of around 20°. The incline in the section between T1 and T2 ranges between 11° to 15°, and from the traverse line T2 to the bottom end, the slope incline is approximately 15°. The middle section of the block stream has the gentlest incline. On examining the contour lines crossing the block stream in Figure 2, the contour lines in the top section are found to be more or less straight and represent an even slope with no obvious ridges or valleys. In the section between traverse lines T1 and T2, the contour lines are convex in the upslope direction, indicating a wide valley. In the lower section of the block stream, the contour lines are convex in the downslope direction, indicating the presence of a ridge.

The blocks in the Mt. Maneo block stream are biotite granite and have a rounded form with smooth edges. On observing the study results for the T1 and T2 traverse lines, the longest and intermediate axes of both the T1 and T2 blocks are found to range between 0.5 and 1.5 m. There were no significant differences in block diameters between the upper and lower sections of the block stream. However, large blocks with longest axis of more than 3 m and intermediate axis of more than 2 m were found on T1. Although T2 had large blocks with longest axis of more than 3 m, this section had no blocks as large in size as those found on T1.

These blocks are all matrix-free, resulting in an openwork block deposit. In addition, most of the block stream area has little vegetation except for a few patches of vegetation that have their roots covering the openwork block deposits. Toward the top end of the block stream, there is a large section of vegetation covering the blocks. There is also a large patch of vegetation on the extension of line T2. The vegetation in these patches mainly consists of *Quercus mongolica* (broad-leaved deciduous trees) and *Pinus densiflora* (coniferous red pines). These tree types are the same as those found on the slopes surrounding the block stream.

The sediments of the out crop are as follows: a bright reddish-brown layer of silt with a small amount of gravel, a reddish-brown layer of silt with a small amount of gravel, and a layer of humic soil. In the southeastern section of the out crop, a brown silt layer with gravel is found in between the reddish-brown silt and humic soil layers.

This type of silt layer mixed with gravel was found throughout the area surrounding the block stream and outside the out crop area. The gravel found in these silt layers is weathered biotite granite with diameters ranging from 5 to 20 cm. The blocks comprising the block stream are deposited by eroding these sediments. A cross-section of the block stream is visible in the central part of the out crop and can be split into two parts: a matrix of fine-grained materials on the northwestern side, and a matrix-free deposit on the other side. For the purpose of this study with respect to sedimentary facies, we counted the sections having matrix as part of the block stream. In the matrix-free deposit section, blocks with a larger diameter tend to be concentrated in the lower portion. The overall cross section has an upward convex shape.

We observed that slope deposits were rapidly saturated associating with rainfall event (Fig. 2). Rain fall event was occurred in Jul. 13, 2014. Rainfall amount was 30mm/day. All tensiometers responded this rain fall event. Suction was decreased

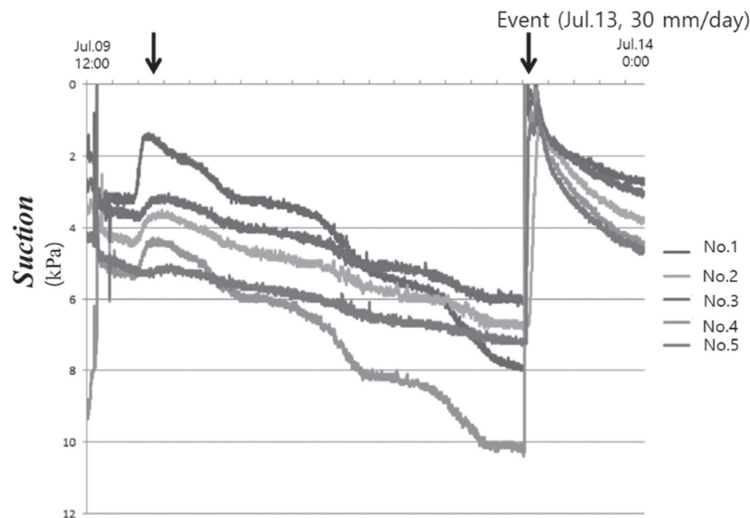


Fig.2 Change of Suction at the rainfall event

very rapidly at this rainfall event. This means that saturation of soil layer occurred at the head of block stream associating with rainfall event.

Formation processes of the block stream. Large amounts of disintegrated granite and core stone were found in the biotite granite out crop in the upper section of Mt. Maneo. The blocks comprising the block stream are thought to have been originally produced as core stones in the weathering layer.

When examining the plan view and incline of the block stream, we observe that in the central section of the block stream becomes wider, and the incline becomes gentler. The contour lines indicate the presence of a valley in the upper half of the block stream and a ridge in the lower half. This general geomorphological characteristic shows that this landform was formed by landslide. Regarding the size of the blocks comprising the block stream, no significant differences were observed between those from the T1 and T2 traverse lines. The entire block stream is composed of blocks of more or less the same size. It can therefore be surmised that the sorting of blocks by size, which accompanies rapid mass transfer events (e.g., a debris avalanche), did not occur. We believe that the area of the Mt. Maneo block stream is an old landslide site. This could have been a deep seated landslide that reached the deep weathering layer of the upper section of Mt. Maneo, and it is thought that a large section of the landslide block consisted of core stones and weathered fine-grained material.

Water was concentrated in the valley created by this landslide. We can recognize from observation of suction that the unconsolidated weathered fine-grained material forming the landslide block was washed out by this water flow, leaving only the core stones behind. The same process applies to Japanese block stream (Seto, 2011).

References

1. KIGAM. 1998. Geological Map (1:250,000) and explanatory note of the Pusan sheet.
2. Seto, M. 2011. Geomorphic processes since the later last glacial indicated by the formation of block deposition features in mid-latitude temperate zones. In *Weathering: Types, Processes and Effects*. Matthew JC (ed.) Nova Science Publishers: New York; 69-128.

МЕТОДЫ И МЕТОДОЛОГИЯ НАУЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ГЕОКРИОЛОГИИ

Шестернёв Д. М.

Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

Двадцатый век, особенно его вторая половина, отличались существенным расширением сферы научных интересов геокриологов. В этот период интенсивность освоения районов с суровыми климатическими условиями существенно увеличилась. В арктических и субарктических областях была создана современная хозяйственная инфраструктура, включающая разветвленную сеть различных типов линейных, гидротехнических, горно-технических сооружений, увеличилась площадь урбанизированных территорий. Без развития научных знаний уже невозможно было решать проблемы обеспечения технической устойчивости сложных, многофункциональных инженерных сооружений и экологической безопасности жизнедеятельности. Кроме того, как показали международные совещания геокриологов, к концу XX столетия уже был накоплен гигантский архив теоретических и эмпирических знаний в России и в других странах не только о криолитозоне, но и криосфере в целом. Для развития геокриологической науки большое значение имела и возросшая техническая база лабораторных и полевых экспериментальных исследований и, особенно, появление компьютеров.

Появление электронно-вычислительных машин и постоянное их совершенствование, широкое распространение и доступность ПЭВМ, интенсивно развивающийся рынок программного обеспечения привели к тому, что их использование стало практически незаменимым при решении геокриологами сложных задач. Простота в обращении с ПЭВМ, их математическое обеспечение дали возможность ученым на этапах получения и обработки геокриологической информации использовать их ресурсы и возможности без привлечения программистов. На данном этапе результаты, полученные с использованием компьютерного моделирования, в геокриологии уже имеют самостоятельное значение, и часто служат основой для принятия эффективных управленческих решений в строительстве, освоении месторождений полезных ископаемых и в других областях хозяйственной деятельности. Эти успехи вновь и вновь заставляют ученых возвращаться к парадигме – совокупности фундаментальных научных установок, представлений и терминов, принимаемых геокриологами и разделяемых большинством из их сообщества и обеспечивающих преемственность развития геокриологии [1, 2].

Возвращаясь к истории развития науки геокриологии, следует отметить, что с периода ее появления и до настоящего времени не утихают споры об объекте исследований. Из широко известных публикаций в настоящее время четко просматриваются три основных направления в трактовке термина «объект исследований» геокриологии. Выполненный анализ этого аспекта проблемы позволил В. В. Шепелеву выделить три группы исследователей, считающих, что объектом исследования геокриологии является [2–4]:

- часть литосферы с отрицательной температурой и не содержащей льда;
- часть литосферы с отрицательной температурой и содержащей лед;

– часть литосферы, содержащей мерзлые и немерзлые породы с отрицательными и положительными температурами.

Не останавливаясь на характеристике перечисленных направлений, отметим, что для изучения объекта науки требуется достаточно большое количество методов, присущих этой науке и заимствованных от других наук.

Метод (методика) – это совокупность приемов и операций для теоретического или эмпирического изучения объекта исследований, в геокриологии – мерзлых пород. Философ XVII Ф. Бэкон говорил о том, что метод является фонарем для путника, который ищет дорогу в темноте.

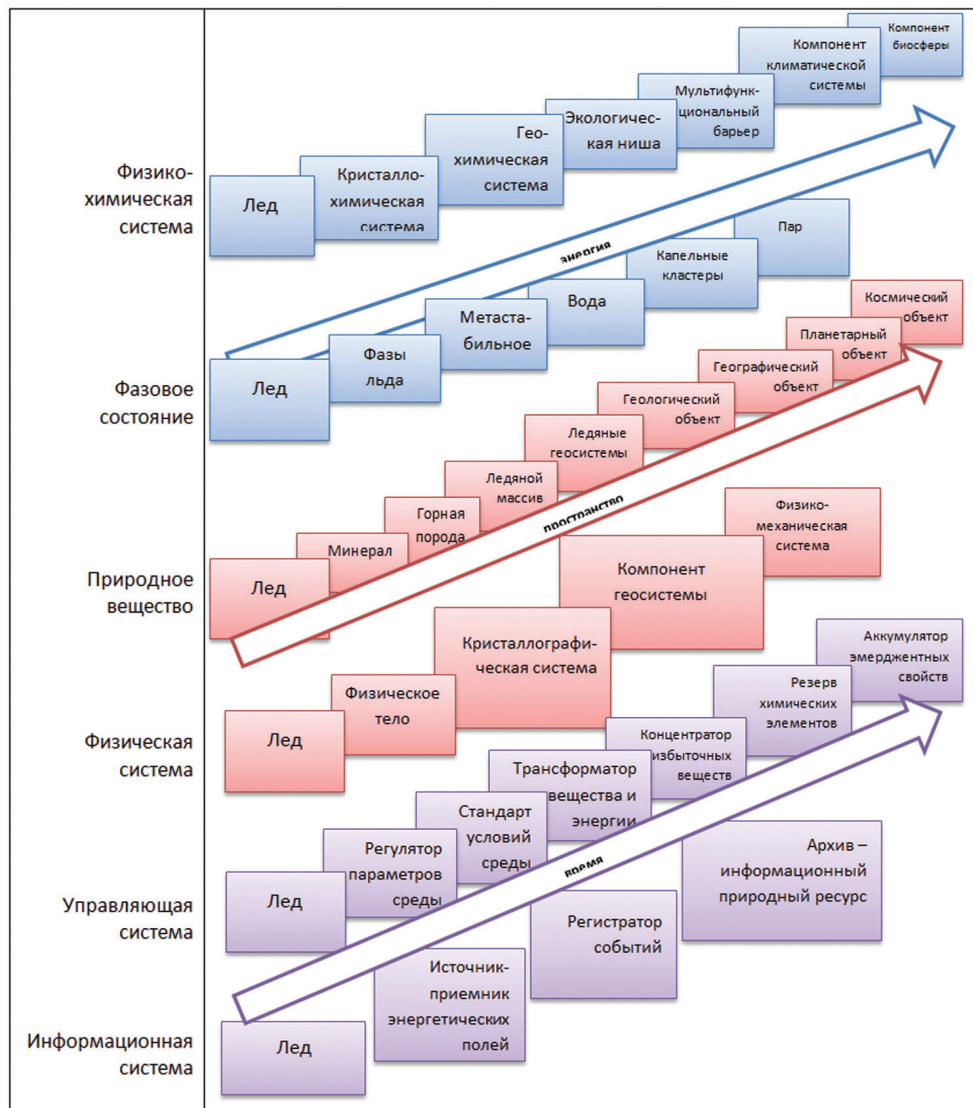
Существует целая область философского знания, изучающая методы, которая получила название «Методология». Основной ее задачей является исследование происхождения, сущности, эффективности и других аспектов методов познания геокриологии. Среди них выделяют всеобщие методы – диалектический и метафизический и общенаучные методы. Последние имеют два уровня – эмпирический (эксперимент, наблюдение, измерение) и теоретический (идеализация, формализация). Несомненно, что эти уровни взаимно дополняют друг друга. Существует и третья группа методов – частнонаучные, например, геокриологические методы исследований. В то же время эти методы, как правило, используют общенаучные и всеобщий – диалектический метод.

В настоящее время криология, как наука о криосфере, уходит от ранее принятой парадигмы, проповедующей отрицательное воздействие криосферы на жизнедеятельность. В сферу ее исследований органично попали такие области окружающего мира, как происхождение и эволюция жизни, космос, геологические события и т.п. Академик В. П. Мельников в связи с этим, показал, как важно отойти от искусственных границ между различными дисциплинами, и обосновал новое философское направление – криософию [5]. Нужно отметить и то, что объектом криологии является лед, а предметом ее исследования является превращение в процессе фазовых переходов вода – лед и обратно лед – вода (рисунок).

Анализируя эту систему, ее авторы делают весьма важный вывод не только для криологии в целом, но и для ее составляющих: криоатмосферы, криогидросферы, криолитосферы и криобиосферы [1, 5]. При этом они утверждают: «Криология все чаще оперирует несвойственными классической прикладной науке терминами: разнообразие, устойчивость, сложность, эмерджентность; системы объединяются в метасистемы, на смену моделям приходят их иерархии» [5, с. 8].

Думается, что содержание приведенной выше цитаты, характерно не только для фундаментальной, но и прикладной геокриологической науки. Примером тому может служить «Механика мерзлых грунтов» и другие прикладные геокриологические науки.

Прикладные исследования в геокриологии и криологии должны базироваться на использовании идей и методов системного подхода (не надо путать с системным анализом). Это особенно важно в связи с тем, что весь объем криолитозоны (в географическом смысле) необходимо рассматривать как динамичную естественноисторическую систему, состоящую из мерзлых и талых пород, льда, незамерзшей и свободной воды. Лед в данном случае выступает как породообразующий (системообразующий) минерал и определяет принадлежность этой части литосферы к классу криогенных систем [1, 6, 7].



Лед как многофункциональная система [5]

В качестве структуры криогенной системы необходимо рассматривать пространственно-временные отношения составляющих ее элементов и структурные связи между ними. В криогенной системе основными типами связей являются криогенные связи, прочность которых определяется температурой грунта, его влажностью (льдистостью) и химико-минеральным его составом. Изменение состояния криогенной системы начинается при достижении ее критического состояния и зависит от кинетики, основных ее термодинамических параметров, наличия существующего на пределе термодинамического состояния породообразующего минерала – льда. Исходя из этого, в процессе исследований криолитозоны большую актуальность приобретает количественная оценка состояния структурных связей в криогенной системе и взаимодействия составляющих ее элементов [7, 8].

Заключение

Таким образом, традиционный стереотип в геокриологии – симбиоз гипотез и культа результатов эмпирических исследований, якобы, не зависящих от методологических подходов ученого, в XXI столетии уступил место кардинальному пересмотру научной парадигмы. В результате ученые в настоящее время находятся в поиске максимально эффективных методов получения теоретических и прикладных знаний. Однако в геокриологии пока еще нет согласованных путей решения перечисленных выше проблем. Об этом также свидетельствуют публикации с несхожими исходными позициями в развитии науки геокриологии. Появление и развитие криософии, как нам представляется, позволит сформулировать в более совершенном виде теоретические конструкции дальнейшего развития криологии, принятого в теории познания, – гносеологии.

Список литературы

1. Бондарик, Г. К. Общая теория инженерной (физической) геологии / Г. К. Бондарик. – М. : Недра, 1981. – 256 с.
2. Шепелёв, В. В. К понятию о криосфере Земли / В. В. Шепелёв. – Якутск : ИМЗ СО РАН, 1997. – 72 с.
3. Основы геокриологии. Ч. 1. Общая геокриология. – М. : Изд-во АН СССР, 1959. – 459 с.
4. Сумгин, М. И. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР / М. И. Сумгин. – М. ; Л. : Изд-во АН СССР, 1937. – 379 с.
5. Мельников, В. П. Криософия – система представлений о холодном мире / В. П. Мельников, В. Б. Геннадиник / Криосфера Земли. – 2011. – Т. XV, № 4. – С. 3–8.
6. Методы теоретической геологии / [под ред. И. И. Абрамовича] ; И. И. Абрамович и др. – Л. : Недра, 1978. – 335 с.
7. Шестернёв, Д. М. Криогипергенез и геотехнические свойства криолитозоны / Д. М. Шестернёв. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2001. – 266 с.
8. Оспенников, Е. Н. Экзогенные геологические процессы и явления. Южная Якутия / Е. Н. Оспенников, Н. И. Труш, А. Б. Чижов, Н. И. Чижова. – М. : Изд-во Моск. гос. ун-та, 1980. – 227 с.

СЕКЦИЯ 1

РЕГИОНАЛЬНАЯ И ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОКРИОЛОГИЯ. ГЕОТЕРМИЯ И ТЕПЛОФИЗИКА КРИОЛИТОЗОНЫ. КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ЯВЛЕНИЯ. ДИНАМИКА КРИОГЕННЫХ ЛАНДШАФТОВ

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ Р. ОНДОДОМИ

Мисайлов И. Е.

Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

Введение

С 2013 по 2015 гг. на Ондодоминской площади (рис. 1), расположенной на севере Красноярского края, проведены геотермические замеры двух скважин до глубины 1500 м, определена мощность ММТ и геотермический градиент.



Рис. 1. Обзорная схема района исследований

Местоположение и климат

Район исследований расположен на северо-западной окраине Средне-Сибирского плоскогорья, в пределах северных отрогов плато Путорана (северный склон плато Хараелах), в бассейнах рек Кыстыктах, Ондодоми, Чопко [1].

Климат района резко континентальный субарктический, с продолжительной холодной зимой и коротким теплым летом. Среднегодовая температура воздуха $-10,8^{\circ}\text{C}$.

Среднегодовое количество осадков составляет 368 мм, среднегодовая относительная влажность – 78%. На зимний период приходится 197 мм осадков, на теплый – 171 мм [2].

Геокриологические условия

Согласно геокриологической карте [3] и монографии «Геокриология СССР» [4] район исследований расположен в области развития многолетнемерзлых пород, которые характеризуются сплошным распространением. Ранее в целом по региону мощность ММТ оценивалась от 400 до 500 м. На этой территории геотермические исследования не проводились, мощность ММТ предполагалась по аналогии с соседними площадями.

Геотермические исследования на Ондодоминской площади (см. рис. 1), в которых принимал участие автор, включают изучение температуры пород в глубоких скважинах.

Целью этих исследований было получение информации о температурах пород, оценке мощности многолетнемерзлой толщи и характеристике теплового поля в пределах Ондодоминской площади. Для этого были проведены геотермические исследования в разведочных скважинах до глубины 1500 м и определены теплофизические свойства основных типов горных пород, по отобранным с разных глубин образцам керна.

Температуры горных пород на различных глубинах приведены в таблице. После окончания бурения и каротажных работ в скважине Онд-2 были проведены точечные геотермические измерения в 89 точках на разных глубинах (рис. 2).

Данные температурных измерений по стволу скважины Онд-2 (дата замера: 11.12.2014 г.)

Н, м	t, °С	Н, м	t, °С	Н, м	t, °С	Н, м	t, °С	Н, м	t, °С
20	-0,4	70	-0,5	200	-0,4	600	8,7	1100	24,7
30	-0,3	80	-0,5	250	0,6	700	10,9	1200	26,3
40	-0,3	90	-0,6	300	2,7	800	13,5	1300	27,7
50	-0,3	100	-0,7	400	4,6	900	17,7	1400	29,5
60	-0,3	150	-0,6	500	6,6	1000	22,4	1500	31,3

* Н – глубина, м; t – температура, °С.

По характеру геотемпературной кривой в скв. Онд-2 выделяется несколько зон, отличающихся градиентом температуры:

1 – в интервале от 20 до 200 м наблюдается отрицательная или слабо градиентная зона (до 1,0°С/100 м);

2 – интервал (200 – 220 м) с положительным градиентом до 2,0°С/100 м в толще мерзлых пород;

3 – в подмерзлотном горизонте в интервалах глубин 220 – 300 м и 960 – 1040 м геотермический градиент составляет 3,3 – 3,4°С/100 м;

4 – с 300 до 860 м градиент температуры более стабилен и в среднем равен 2,3°С/100 м;

5 – в интервале глубин 860 – 960 м его значение резко возрастает до 5,5°С/100 м. Скорее всего, это связано с мощными пластами каменного угля и сильной трещиноватостью пород;

6 – с 1040 м и до забоя его значение уменьшается и варьирует от 1,6 до 1,9°С/100 м.

На рис. 2 анализ кривой свидетельствует о том, что температуры ствола скважины не выстоялись, о чем свидетельствуют частые изменения градиентов температуры.

По данным полученных температурных измерений, глубина нулевой изотермы (мощность многолетнемерзлой толщи) составляет 220 м.

В стволе скв. Онд-1, спустя 1 год 1 месяц со дня окончания её бурения и установки «термогирлянды», температурное поле в подмерзлотном горизонте изменилось не более чем на $0,1^{\circ}\text{C}$ (рис. 3). Это говорит о том, что в процессе бурения естественная температура горных пород практически не была нарушена.

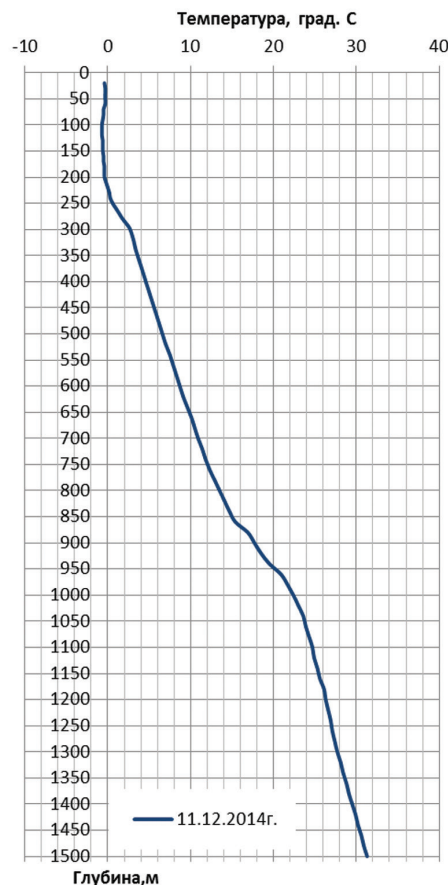


Рис. 2. Температура горных пород по скв. Онд-2

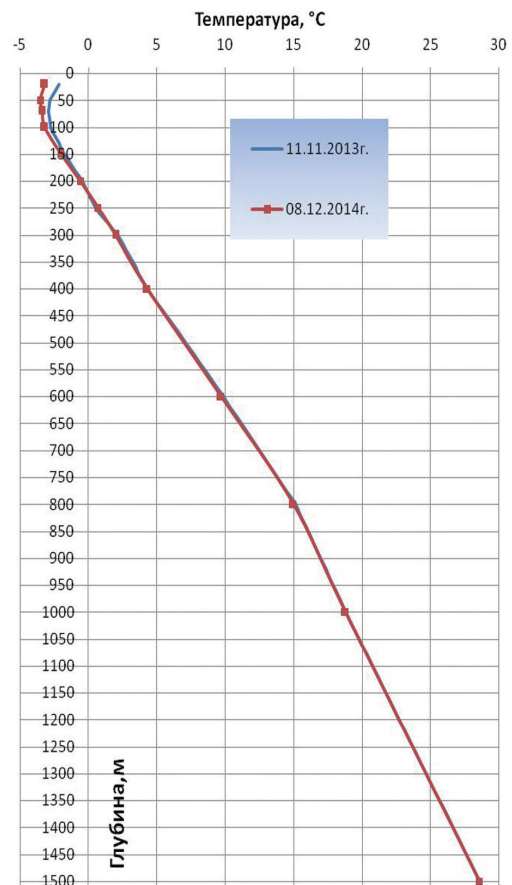


Рис. 3. Температура горных пород по скв. Онд-1

Заключение

В результате геотермических исследований в поисково-разведочных скважинах Онд-1 и Онд-2, глубиной 1500 м, установлено следующее.

Мощность многолетнемерзлой толщи составляет 220 – 230 м.

Температура пород на глубинах 500, 1000 и 1500 м соответственно равна 6,6; 22,4 и 31,3°С.

Величина геотермического градиента в подмерзлотных горизонтах изменяется в зависимости от состава пород от 1,7 до 5,5°С/100 м.

Список литературы

1. Структурно-колонковое бурение с целью подготовки Кыстыктахского поднятия для поискового бурения : отчёт по договору с ЗАО «Ванкорнефть» от 16.09.2008 г. ОАО «Полярная ГРЭ» / Н. Я. Черненко, Е. В. Лопатин, С. В. Ильин и др. – Хатанга, 2012.
2. Климат России / Н. В. Кобышева, Е. М. Акентьева, Э. Г. Богданова [и др.] – СПб. : Гидрометеиздат, 2001. – 656 с.
3. Геокриологическая карта СССР, масштаб 1:2 500 000 / К. Кондратьева, В. Афанасенко, А. Гаврилов и др. – Винница : Винницкая картографическая фабрика, 1996. – С. 16.
4. Геокриология СССР, Западная Сибирь / [под ред. Э. Д. Ершова]. – М. : Недра, 1989.

ВЛИЯНИЕ ИНФИЛЬТРАЦИИ ЖИДКИХ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ НА ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ПЕСЧАНЫХ ГРУНТОВ

Жирков А. Ф., Железняк М. Н.

Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

Роль влияния природных факторов на формирование геотемпературного поля весьма существенна. Важным фактором развития температурного режима являются осадки, как твердые в виде снега, так и жидкие в виде дождя. Одним из слабоизученных вопросов является оценка влияния фактора инфильтрации жидких атмосферных осадков на температурный режим грунтов.

Вода, фильтрующаяся с поверхности, в основном, направлена вниз под действием гравитации. В криолитозоне с направлением движения воды совпадает передача тепла от поверхности до границы раздела талых и мерзлых пород. Поэтому обычная кондуктивная передача тепла в грунтах сопровождается теплотой, передаваемой породам из осадков с учетом их температуры на поверхности.

Теоретические обоснования этих процессов позднее были изложены в работах В. Т. Балобаева [1], В. А. Кудрявцева [2, 3], Г. М. Фельдмана [4], Г. З. Перльштейна, [5], Б. А. Оловина [6] и других, которые в своих моделях допускали, что водопроницаемые горные породы однородны. При этом они полагали, что гидродинамический режим движения воды является установившимся. Однако в их расчетах не учитывалось испарение с поверхности почвы (эвапотранспирация), а также конденсация водяных паров и другие факторы, которые имеют существенное значение.

Экспериментальные данные влияния инфильтрации летних осадков на температурный режим грунтов в естественных условиях отсутствуют, поэтому авторами настоящей статьи поставлена цель – экспериментально получить количественную оценку влияния инфильтрации летних атмосферных осадков на температурный режим песчаных грунтов.

Характеристика эксперимента

Для осуществления данных исследований на научно-экспериментальном полигоне «Туймаада» Института мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО

РАН авторами оборудованы две наблюдательные площадки размером 3×3 м, огороженные с боковых сторон для противодействия утечки воды по горизонтали. Оба участка покрыты почвенно-растительным слоем, представленным разнотравьем. На этих площадках пробурены по 2 скважины глубиной 2 и 5 м, в которых установлены автоматизированные (логгеры) и механические (терморезисторы) системы наблюдения для исследования термовлажностного состояния грунтов.

Сущность эксперимента заключалась в различном режиме полива и контроле за термовлажностным режимом грунтов на этих участках. Одна из площадок имеет естественный дождевальная режим полива, а другая дополнительно орошается водой. С помощью сравнения динамики температуры грунтов двух площадок ставилась задача количественно оценить влияние инфильтрации летних атмосферных осадков на температурный режим грунтов.

С 1 июня по 30 сентября 2014 г. проведен эксперимент с различным режимом полива на экспериментальных площадках. На площадке 1 (пл. 1) кроме естественных осадков проводился дополнительный полив водой, а площадка 2 (пл. 2) находилась в естественных условиях. За весь период эксперимента выпало 165 мм осадков. На экспериментальные площадки за этот период выпало по 1485 л естественных осадков. Дополнительно на площадку 1 (пл.1) внесено

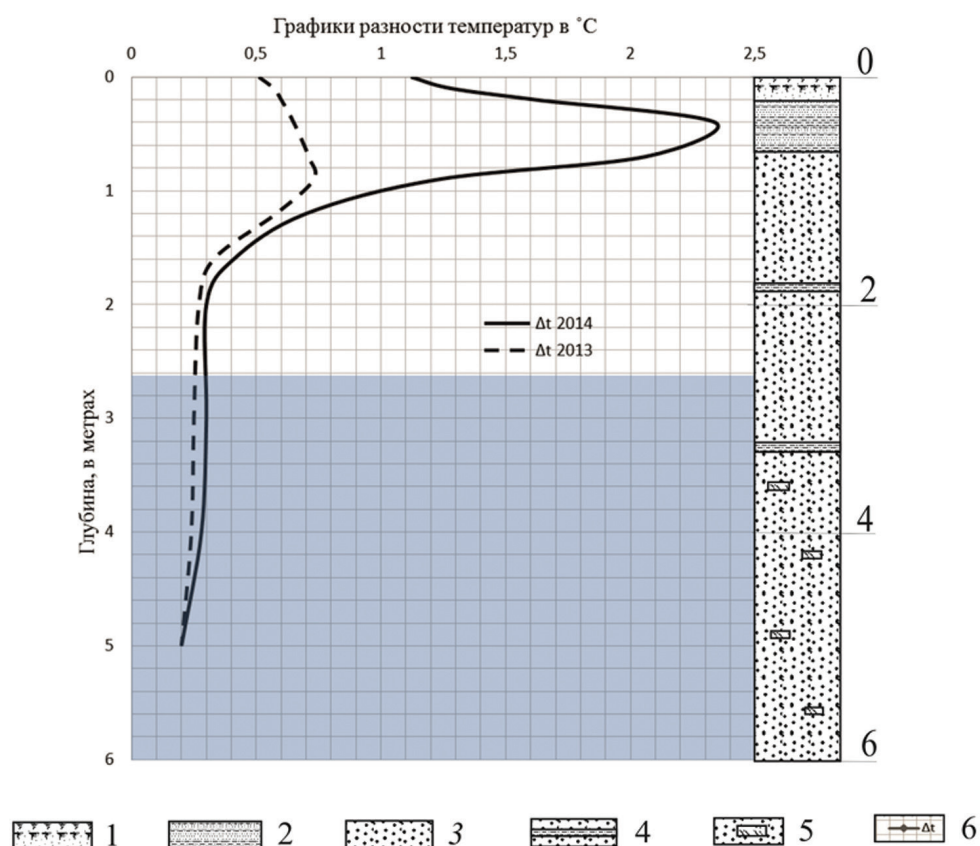


График изменения разности температур по глубине между двумя экспериментальными площадками с представленным разрезом:
1 – почвенно-растительный слой; 2 – супесь; 3 – пески средне- и мелкозернистые;
4 – супесчаные прослойки; 5 – прослойки, обогащенные растительными остатками;
6 – значение разности температур

2970 л воды, т.е. количество воды увеличилось в три раза. Для сравнения на рисунке представлены значения и график разности температур на площадках за летний период 2013 г.

Проведённый эксперимент и анализ полученной информации позволил оценить влияние инфильтрации жидких атмосферных осадков на температурный режим грунтов стационара «Туймаада».

В характере распределения разницы температур с глубиной выделяются 4 зоны, отличающиеся изменением температурного режима (см. рисунок).

В процессе инфильтрации летних атмосферных осадков в характере их теплообмена с грунтами отмечаются 4 зоны, отличающиеся интенсивностью теплообмена. Наиболее высокий тепловой эффект инфильтрации осадков отмечается в верхней части разреза и тесно связан с фильтрационными свойствами грунтов. Наличие в разрезе пород с различными фильтрационными свойствами в значительной степени определяет характер теплообмена атмосферные осадки – грунты и соответственно глубину проникновения зоны влияния атмосферных осадков.

Выводы

Проведенный полевой эксперимент на участке песчаных грунтов Центральной Якутии (стационар «Туймаада») показал, что влияние инфильтрации летних атмосферных осадков прослеживается до глубины 5 м.

Увеличение в 3 раза количества выпадающих летних атмосферных осадков приводит к повышению температуры грунтов на различных глубинах на величину от 0,2 до 2,3° С.

Список литературы

1. Балобаев, В. Т. Теоретические основы управления протаиванием и промерзанием горных пород в природных условиях / В. Т. Балобаев // Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. – Якутск, 1965. – 364 с.
2. Кудрявцев, В. А. Влияние инфильтрации теплых летних осадков на температурный режим, сезонное промерзание и протаивание и на годовые теплообороты грунтов / В. А. Кудрявцев // Мерзлотные исследования : сб. статей. – М. : Изд-во МГУ, 1967. – Вып. 7. – С. 27–29.
3. Достовалов, Б. Н. Общее мерзлотоведение / Б. Н. Достовалов, В. А. Кудрявцев ; [ред. К. А. Кондратьев] ; Московский государственный университет. – М. : Изд-во МГУ, 1967. – С. 270–272.
4. Фельдман, Г. М. Прогноз температурного режима грунтов и развития криогенных процессов / Г. М. Фельдман ; [отв. ред. к. с.-х. н. А. В. Павлов] ; Академия наук СССР, Сиб. отд-ние, Институт мерзлотоведения. – Новосибирск : Наука, 1977. – С. 80–87.
5. Перльштейн, Г. З. Водно-тепловая мелиорация мерзлых пород на северо-востоке СССР / Г. З. Перльштейн ; [отв. ред. д. г. н. А. В. Павлов] ; Академия наук СССР, Сиб. отд-ние, Институт мерзлотоведения. – Новосибирск : Наука, 1979. – 304 с.
6. Перльштейн, Г. З. О влиянии инфильтрации воды на скорость оттаивания песчаных и крупнообломочных отложений // Мерзлотные исследования : сб. статей. – М. : Изд-во МГУ, 1968. – Вып. 8. – С. 43–49.
7. Оловин, Б. А. Фильтрационная проницаемость вечномерзлых грунтов / Б. А. Оловин ; [отв. ред. д. г.-м. н. В. Т. Балобаев] ; Рос. акад. наук, Сиб. отд-ние, Ин-т мерзлотоведения. – Новосибирск : ВО «Наука». Сибирская издательская фирма, 1993. – 256 с.

ВЛИЯНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД ЭЛЬКОНСКОГО ГОРСТА

Кириллин А. Р.

Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

На температурный режим многолетнемерзлых пород (ММП) и его динамику оказывают влияние различные параметры снежного покрова: максимальная толщина и плотность снега, динамика снегонакопления, ее зависимость от времени и толщины снежного покрова. Другой комплекс параметров связан с параметрами нижних слоев атмосферы, таких как влажность воздуха и скорость ветра, облачность. На термическое состояние ММП оказывают влияние теплофизические параметры талого и мерзлого грунта и растительного покрова, их зависимости от температуры и влажности.

Изучение взаимосвязей между перечисленными параметрами и оценка их влияния на термическое состояние ММП позволит на основе математического моделирования прогнозировать на региональном или локальном уровне состояние самой снежной среды и процессы промерзания-протаивания поверхностной толщи многолетнемерзлых пород.

Объектом исследований являются теплозащитные свойства снежного покрова, термическое состояние ММП при климатических изменениях, математические модели промерзания-протаивания многолетнемерзлых пород.

Целью исследований является разработка математической модели теплообмена в системе «атмосфера – поверхностные покровы – многолетнемерзлые породы» с произвольным числом фазовых границ в грунте, оценка термического состояния многолетнемерзлых пород при изменении климата на основе математического моделирования, оценка влияния регулирования термического сопротивления снежного покрова на состояние мерзлоты.

Проводились экспериментальные полевые и лабораторные исследования, обработка и анализ метеорологической информации, математическое моделирование и численные эксперименты тепло- и массопереноса в снежном покрове и грунте.

В результате разработана математическая модель для оценки влияния климатических изменений на состояние ММП, описывающая состояние многолетнемерзлых пород с произвольным числом фазовых границ. Модель позволяет на основе учета составляющих тепло-и массообмена, климатических изменений, состояния и изменчивости поверхностных покровов, состояния и типа грунта, геотермального потока тепла оценить термическое состояние и динамику развития ММП при климатических изменениях и регулировании термического сопротивления поверхностных покровов. После обработки данных полевых исследований получена динамика снегонакопления, плотности снежного покрова и ход средних многолетних значений температуры воздуха. Это позволило путем вариации максимальной толщины снежного покрова и численных экспериментов получить зависимость накопления снега от максимальной толщины и времени.

Результаты проведенных исследований показали большую роль поверхностных покровов на состояние ММП. Важным параметром, влияющим на

взаимодействие климатических изменений и многолетней мерзлоты, является снежный покров. Основным параметр, характеризующий теплозащитные свойства снежного покрова, – это его термическое сопротивление, которое определяется толщиной снежного покрова и коэффициентом теплопроводности снега.

ТРАНСПОРТ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В СИСТЕМАХ «ВОДОСБОРНЫЙ БАССЕЙН – ТЕРМОКАРСТОВОЕ ОЗЕРО» ПОЛУОСТРОВА ЯМАЛ

**Дворников Ю.¹, Скороспехова Т.², Лейбман М. О.¹, Хайм Б.³, Бартч А.⁴,
Федорова И.², Хомутов А.¹, Видхельм Б.⁵, Михайлова М.⁶, Шадрина А.⁷,
Муллаунов Д.¹**

¹Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень;

*²Научно-Исследовательский Институт Арктики и Антарктики,
г. Санкт-Петербург;*

*³Институт полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера,
г. Потсдам, Германия;*

*⁴Австрийское центральное управление по метеорологии и геодинимике,
г. Вена, Австрия;*

⁵Венский Технический Университет, г. Вена, Австрия;

⁶Тюменский государственный нефтегазовый университет, г. Тюмень;

*⁷Санкт-Петербургский государственный университет,
г. Санкт-Петербург*

Изучение растворенного органического вещества в термокарстовых озерах – очень важная научная задача. Климатические изменения в Арктике в сторону повышения температуры воздуха в последнее время послужили спусковым механизмом к активизации криогенных процессов на Ямале [1]. Этот факт, совместно с динамикой сезонноталого слоя, может служить причиной увеличения транспортируемых веществ из водосборных бассейнов, в том числе и растворенного органического вещества. Растворенное органическое вещество является дополнительным источником питания для бактерий, которые, потребляя его, выделяют углекислый газ в атмосферу, тем самым оказывая влияние на дальнейшее потепление климата. Также окрашенная фракция растворенного органического вещества (CDOM), поглощая солнечный свет, способствует повышению температуры воды [2], создавая, тем самым, предпосылки для развития более благоприятных условий жизнедеятельности бактерий [3].

В настоящем исследовании анализируются различия в концентрации CDOM в термокарстовых озерах полуострова Ямал. Приводятся результаты по 5 площадкам, находящимся в различных частях полуострова: 1) восточная часть о. Белого; 2) мыс Каменный; 3) Центральный Ямал, полигон Васькины Дачи; 4) район п. Новый Порт; 5) район р. Еркута.

Пробы воды из озер были отобраны в полевые сезоны 2011 – 2014 гг. и после предварительной фильтрации (фильтры 0,45 микрон) проанализированы

на спектрофотометре Specord 200 в лаборатории Отто Шмидта (г. Санкт-Петербург). Получены кривые абсорбции волн участка 200 – 750 нанометров (УФ и видимый участки). Пробы отбирались из озер, характеризующихся различным положением в рельефе, наличием разных типов берегов, находящихся на разных геоморфологических уровнях и обладающих различными спектральными характеристиками (цвет воды). Выявлено, что концентрация CDOM очень сильно варьирует на различных участках.

Для нахождения факторов, определяющих концентрацию органики CDOM в озерах, рассмотрены характеристики их водосборных бассейнов: растительность, снежный покров, геоморфология, которые могут оказать влияние на транспорт органического вещества в озера. Для этого использованы цифровые модели рельефа высокого разрешения TanDEM-X, снимки сверхвысокого пространственного разрешения GeoEye-1, WorldView-2, QuickBird, высокого пространственного разрешения, RapidEye, среднего разрешения Landsat. Выявлено, что наибольшее влияние на концентрацию CDOM в озерах оказывают активизация склоновых процессов, а также продуктивность растительного покрова в бассейнах.

Также проанализированы межгодовые вариации концентрации CDOM в озерах. Выявлено, что увеличение среднемесячных летних температур воздуха, сопровождающееся динамикой сезонноталого слоя, активизацией склоновых криогенных процессов, а также вариации количества летних осадков оказывают влияние на процесс транспорта органического вещества из бассейнов в озера [4].

Для того, чтобы проанализировать концентрацию CDOM в озерах на более значительных участках, не охваченных полевыми обследованиями, использован алгоритм расчета концентрации на основе комбинации каналов оптических данных дистанционного зондирования (зеленого и красного) [5].

Полученные результаты позволяют сделать вывод о том, что концентрация органического вещества в термокарстовых озерах – очень хороший показатель динамики ландшафтов в зоне распространения многолетней мерзлоты, а также индикатор климатических изменений.

Список литературы

1. Leibman, M., Khomutov, A. and Kizyakov, A. (2014a) Cryogenic landslides in the West-Siberian plain of Russia: classification, mechanisms, and landforms. In: W. Shan et al (Eds.) Landslides in Cold Regions in the Context of Climate Change, Environmental Science and Engineering, Switzerland, Springer International Publishing, 143-162.
2. Helms J. R., Stubbins A., Ritchie J. D., Minor, E. C. (2008) Absorption spectral slopes and slope ratios as indicators of molecular weight, sources, and photobleaching of chromophoric dissolved organic matter. *Limnol. Oceanogr.*, 53, 955–969.
3. Tranvik L. J. (1990) Bacterioplankton growth on fractions of dissolved organic carbon of different molecular weights from humic and clearwaters. *Applied and Environmental Microbiology*, 56, 1672– 1677.
4. Freeman C., Evans C. D., Monteith D.T., Reynolds B., Fenner N. (2001) Export of organic carbon from peat soils. *Nature*, 412:785.
5. Kutser, T., Pierson D. C., Kallio K., Reinart A., Sobek S. (2005) Mapping lake CDOM by satellite remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 94, 535-540.

ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ, КОРРОЗИОННЫЕ И ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГРУНТОВ ОСТРОВА КОТЕЛЬНОГО (НОВОСИБИРСКИЕ ОСТРОВА)

Паньков О. О., Доманский В. О., Рузов И. В., Самсонова В. В.
*ФГБОУ ВПО «Тюменский государственный нефтегазовый университет»,
г. Тюмень*

Освоение арктических территорий является одной из ключевых задач экономической и политической безопасности современной России. Детальное изучение криолитозоны высоких широт обычно ограничено в пространстве местом обустройства некоторой территории, например: месторождение, трубопровод, скважина, дорога и т.д. Строительство инженерных сооружений на арктических островах сопряжено с многочисленными проблемами и потенциальными геокриологическими и геотехническими рисками ввиду сложности и особенностей климатических, геологических, гидрогеологических и геокриологических условий. Остров Котельный входит в состав архипелага Новосибирские острова и относится к группе островов – Котельный, Бельковский, Земля Бунге, Фаддеевский и Новая Сибирь, являясь самым крупным островом этой группы. Вместе с островом Фаддеевским и Землей Бунге он составляет единый массив суши, расчлененный заливами на отдельные полуобособленные части. Климат обладает чертами морского арктического, основной особенностью которого является прохладное лето и необычная для морского климата холодная зима. Среднегодовая температура воздуха – минус 14,7° С. Остров Котельный находится в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород (ММП), глубина залегания кровли которых зависит от комплекса факторов: рельеф, снежный покров, гидрологические условия местности, свойства грунтов, нагрузки (механические, тепловые). Многолетняя криолитозона является низкотемпературной – температура ММП на глубине нулевых годовых амплитуд изменяется от –14 до –9° С. В геолого-литологическом строении о. Котельного принимают участие грунты верхнечетвертичного и голоценового возраста (щебень, дресва, супеси, суглинки, глины, песчаники, доломиты, лед) и современные грунты техногенного происхождения.

В рамках научно-исследовательских работ в период 2014 – 2015 гг. на базе аккредитованной аналитической лаборатории физики, химии и механики мерзлых грунтов Института криогенных ресурсов ТюмГНГУ был выполнен комплекс работ по изучению физико-механических и теплофизических свойств многолетнемерзлых грунтов и льдов. Образцы грунтов для исследований (монолиты и нарушенной текстуры) были отобраны в западной части о. Котельного. Всего было отобрано и изучено более 500 образцов многолетнемерзлых грунтов, из них более 300 монолитов. Образцы грунтов отбирались, транспортировались и исследовались в лаборатории согласно требованиям нормативных документов. Для исследований применялось сертифицированное и поверенное оборудование.

Важным вопросом при исследованиях было определение теплофизических характеристик (теплопроводность и теплоемкость в мерзлом и оттаявшем состоянии), а также ввиду высокой степени засоленности грунтов – определение

и оценка коррозионной агрессивности грунтов по отношению к различным строительным материалам (в данной работе показаны результаты по отношению к стали). Определение этих характеристик являлось необходимым и обязательным по причине их прямого влияния на степень возможных геотехнических рисков, изменение во времени напряженно-деформированного состояния системы «сооружение – фундамент – грунт», а также оценку повреждения материалов во времени.

Многофакторность коррозионных процессов является одной из причин неравномерности и высокой избирательности развития коррозионных повреждений на поверхности элементов фундаментов и трубопроводов (сталь, бетон, железобетон, раствор). Согласно требованиям действующих нормативных документов исследование коррозионной агрессивности определяется на грунтах, имеющих положительную температуру (после оттаивания). До настоящего времени считалось, что многолетнемерзлые грунты – коррозионно неактивны из-за высокого удельного электрического сопротивления, однако работы некоторых ученых доказали обратное, а именно что коррозионные процессы протекают и в условиях отрицательных температур [1]. Поэтому при изучении коррозионной агрессивности грунтов оснований сооружений объектов на территории о. Котельного были выполнены не только стандартные исследования (измерение удельного электрического сопротивления талых грунтов) [2], но и дополнительные по усовершенствованной нами методике, суть которой заключалась в оценке потери массы модели фундамента при коррозии (Δm) в талом и мерзлом состоянии, после циклов попеременного промораживания-протаивания грунтов различного генезиса, с помещенными в них образцами строительных материалов (например, материалов фундамента). Технология подготовки, проведения и обработки экспериментов описана в работе [3]. Все исследования грунтов в мерзлом состоянии производились в диапазоне температур от $T_{\text{бр}}$ до -15°C . Для этих целей использовались крупногабаритные климатические камеры с установленными в них приборами и оборудованием. В результате были изучены физические, химические, теплофизические, прочностные и деформационные свойства грунтов в мерзлом, оттаявшем и талом виде и получены соответствующие характеристики (в среднем определялось от 20 до 35 характеристик на один образец), некоторые результаты приведены ниже (таблица).

Анализ данных показал наличие связей между составом, засоленностью, изменчивостью теплофизических и водно-физических характеристик и коррозионной агрессивностью грунтов, что следует учитывать при типизации разрезов грунтов основания сооружений для оценки геотехнических рисков (на этапе его эксплуатации) в составе проектных работ.

Максимальная потеря массы стальной модели за одни сутки испытаний выявлена в глинистых грунтах и составила до 8,25% от первоначальной, что говорит о высокой коррозионной агрессивности грунтов, минимальная – в песчаных – низкая агрессивность.

Высокая коррозионная агрессивность глинистых грунтов по отношению к стали, с большой потерей массы материала, свидетельствует о потенциальной опасности таких грунтов для стальных фундаментов (труб), трубопроводов наземной и подземной прокладки, а также различных элементов и строительных

**Физико-механические, коррозионные
и теплофизические характеристики грунтов**

№ п/п	Тип грунта	ρ , г/см ³	w_{tot} , д.е.	D_{sal} , %	λ_p , Вт/м·К	c_f , МДж/ м ³ ·К	T_{bf} , °С	m_f , МПа ⁻¹	Δm , %
1	Суглинки загорфованные массивной текстуры	1,710- 1,960	0,160- 0,316	0,70- 4,83	1,501- 1,920	1,955- 2,102	-3,51÷ -9,03	0,019- 0,164	8,00
2	Суглинки от массивной до атакситовой текстуры	1,366- 1,974	0,114- 1,432	0,14- 4,56	1,364- 1,854	1,864- 2,450	-2,54÷ -8,45	0,035- 0,154	8,25
3	Супеси от массивной до атакситовой текстуры	1,044- 2,181	0,025- 1,904	0,12- 1,46	1,250- 1,850	1,921- 2,410	-1,20÷ -6,15	0,029- 0,142	6,50
4	Песчаники массивной и сетчатой текстуры	1,520- 1,989	0,204- 0,493	0,11- 0,45	1,450- 1,954	1,980- 2,015	-0,65÷ -7,05	0,035- 0,086	1,05
5	Пески массивной, сетчатой и слоистой текстуры	1,314- 1,946	0,114- 0,525	0,24- 0,62	1,510- 2,015	1,850- 2,150	-1,10÷ -8,45	0,028- 0,071	2,20

конструкций, находящихся в прямом контакте с грунтами оснований. Поэтому исследования коррозионной агрессивности грунтов оснований сооружений в спектре температур необходимы не только при проектировании противокоррозионной защиты для объектов строительства в Арктике, но и для прогноза и оценки снижения несущей способности грунтов и увеличения их деформируемости (осадки) во времени за счет уменьшения контактной площади смерзания фундамента с мерзлым грунтом.

Список литературы

1. Шавлов, А. В. Механизм ускорения коррозии металлов во льду при структурных превращениях и кристаллизации воды / А. В. Шавлов, А. А. Рябцева // Журнал физической химии. – 2007. – Т. 81, № 7. – С. 1035–1040.
2. ГОСТ 9.602-2005 «Единая система защиты от коррозии и старения. Сооружения подземные. Общие требования и защита от коррозии». – М. : Стандартинформ, 2006.
3. Рузов, И. В. О. Коррозионная агрессивность грунтов в условиях криолитозоны / И. В. Рузов, В. О. Доманский // Нефть и газ 2015 : сб. тезисов 69-й Международной молодежной научной конференции. РГУ нефти и газа им. И. М. Губкина. – М., 2015. – Т. 1. – С. 387.

**ВОЗДЕЙСТВИЕ ЦИКЛОВ ЗАМОРАЖИВАНИЯ-ОТТАИВАНИЯ
НА ПОРОВУЮ СТРУКТУРУ КИМБЕРЛИТА ТРУБКИ «УДАЧНОЙ»**

Захаров Е. В.

Институт горного дела Севера им. Н. В. Черского СО РАН, г. Якутск

Исследования пористой структуры кимберлита проводились на высокоскоростном анализаторе сорбции газов Nova-1200e фирмы Quantachrome (США). В ходе предварительных испытаний был установлен оптимальный размер анализируемых частиц, так как масса и размеры образцов ограничиваются объемом измерительной ячейки, а площадь определяемой поверхности образца должна быть не менее 0,5 м²/г. Таким образом, исходные образцы кимберлита дробили

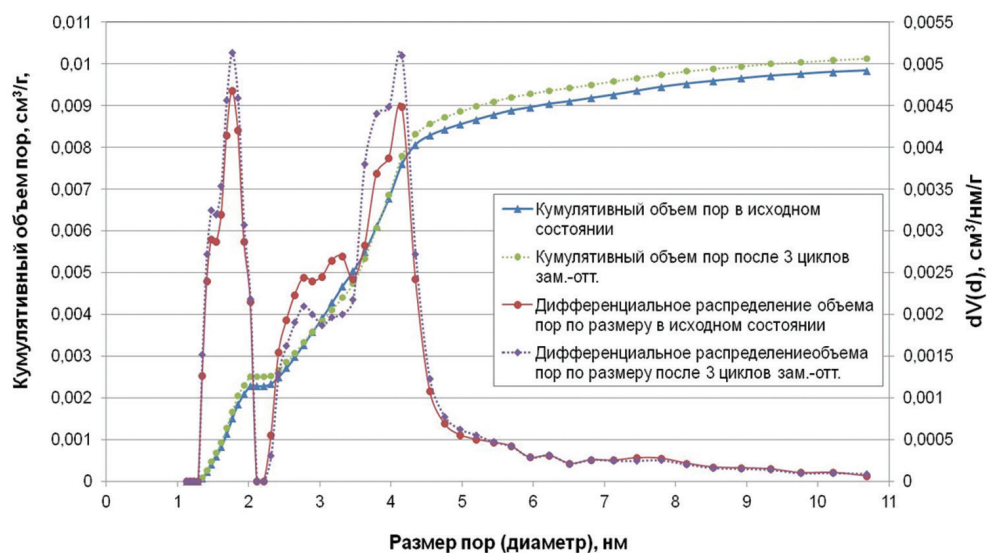
для получения материала крупностью $-2,5+0,63$ мм. Полученную пробу усредняли и формировали навески для проведения испытаний, масса которых составляла около 0,5 г. Перед началом анализа образцы кимберлита 4 часа дегазировали под вакуумом при температуре 110°C в станции дегазации Nova1200e. Затем по окончании дегазации образцы кимберлита охлаждали и взвешивали на аналитических весах. В программное обеспечение NovaWin вводили полученные значения сухой массы образцов, истинной плотности, а также задавали точки адсорбции и десорбции газа. Введя все данные и поместив дегазированные, взвешенные образцы кимберлита в измерительную станцию Nova-1200e, запускали процесс анализа материала. По окончании анализа в программном обеспечении NovaWin строились изотермы адсорбции-десорбции.

Оценка влияния циклического замораживания-оттаивания на поровую структуру кимберлита осуществлялась следующим образом. Проанализированный в исходном состоянии кимберлит подвергался воздействию циклического замораживания-оттаивания, для этого в течение двух суток образцы выдерживали в дистиллированной воде для насыщения пор. Насыщенный кимберлит в водной среде направляли в морозильную камеру с температурой -20°C . При достижении заданной температуры процесс замораживания заканчивали, бюксы с материалом вынимали из морозильной камеры и размораживали при положительной температуре. Таким образом проходил один цикл замораживания-оттаивания.

Всего кимберлит подвергался воздействию трех циклов замораживания-оттаивания. После воздействия заданного числа циклов размороженные образцы направляли в сушильный шкаф СНОЛ-3,5И, где при температуре $110\pm 5^{\circ}\text{C}$ кимберлит высушивали в течение суток. В дальнейшем образцы дегазировали под вакуумом при температуре 110°C в течение 4 часов на станции дегазации прибора NOVA-1200e, а затем взвешивали на аналитических весах. Таким образом, высушенный и дегазированный кимберлит после воздействия заданного количества циклов замораживания-оттаивания помещали в измерительную станцию Nova-1200e и запускали процесс анализа. По окончании анализа полученные изотермы адсорбции и десорбции азота на поверхности кимберлита после воздействия трех циклов замораживания-оттаивания сравнивались с результатами, полученными в исходном состоянии, т.е. без воздействия циклов.

Анализируя изотермы адсорбции и десорбции азота на поверхности кимберлита в исходном состоянии, а также после воздействия циклов замораживания-оттаивания, можно говорить о том, что они относятся к изотермам IV типа. Данный тип изотерм наиболее характерен для мезопористых материалов и свидетельствует о наличии пор с характерными размерами в диапазоне 2 – 100 нм, которые заполняются по механизму капиллярной конденсации. Отсутствие на изотерме обычного гистерезиса, когда равновесная десорбционная ветвь изотермы располагается над равновесной адсорбционной, также свидетельствует об однородном характере мезопор.

Для расчета распределения пор по размеру при исследовании мезопористых материалов рекомендуется использование изотермы адсорбции. Система обработки данных NovaWin рассчитывает распределение пор по размерам, используя ВЖН метод. Воздействие трех циклов замораживания-оттаивания по сравнению с исходным состоянием привело к появлению в кимберлите крупных пор размером 190 нм. Для одновременного точного определения микро-и мезопор по размеру был применен метод NLDFT (рисунок).



Распределение пор по размеру по методу NLDFT

Под влиянием трех циклов замораживания-оттаивания дифференциальный объем пор размером 1,4 – 1,8 нм и 3,6 – 5,0 нм увеличивается на 10 – 15%, а пор размером 2,3 – 3,6 нм уменьшается на 20% по сравнению с исходными значениями. Таким образом, под влиянием циклов наблюдается развитие и зарождение новых пор диаметром до 2 нм, а также рост и слияние пор размером 2,3 – 3,6 нм в более крупные (этим и объясняется их уменьшение).

В результате анализа установлено, что под влиянием трех циклов замораживания-оттаивания: изменяется средний диаметр пор с 4,5474 нм в исходном состоянии до 4,5049 нм после воздействия циклов; общий объем пор в кимберлите увеличился на 4% – с 0,01122 до 0,01156 см³/г; площадь поверхности по многоточечному методу БЭТ увеличилась на 4% – с 9,87 м²/г до 10,27 м²/г, а при одноточечном методе БЭТ увеличивается на 6,7% – с 9,32 м²/г до 9,95 м²/г.

Заключение

В результате проведенных исследований установлено, что исследуемый материал – кимберлит трубки «Удачной» – относится к мезопористому материалу с глухим типом пор. Под влиянием трех циклов замораживания-оттаивания удельная поверхность по одно-и многоточечному методу БЭТ увеличивается на 4 – 6%. Расчет распределения пор по размеру по методу ВЛН показывает, что воздействие трех циклов замораживания-оттаивания приводит к появлению в кимберлите крупных пор размером 0,2 мкм. Метод NLDFT, применяемый для совместного анализа микро-и мезопор, также показал: рост дифференциального объема мелких пор размером до 2 нм на 10%, рост крупных пор 3,6 – 4,5 нм на 15% и снижение числа пор размером 2,5 – 3,6 нм на 20% под влиянием циклов.

ИЗМЕНЕНИЯ СЕЗОННОТАЛОГО СЛОЯ ОТ ТЕМПЕРАТУР ВЕРХНИХ ГОРИЗОНТОВ ПОЧВ ТЕРМОКАРСТОВЫХ КОТЛОВИН ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

Петров А. А.¹, Макаров В. С.², Данилов П. П.²

¹Научно-исследовательский институт прикладной экологии Севера, г. Якутск;

²Северо-Восточный федеральный университет им. М. К. Аммосова, г. Якутск

Как известно, одним из результатов проявлений мерзлотных процессов в криолитозоне являются термокарстовые котловины – аласы. В последнее время, в связи с усилением антропогенной нагрузки на природную среду и с изменениями современного климата, в функционировании аласных экосистем наблюдаются некоторые преобразования его естественного баланса. Данное обстоятельство обуславливает острую необходимость разностороннего изучения закономерностей и механизмов преобразований аласных экосистем для последующего прогнозирования и разработки рекомендаций по стабилизации негативных преобразований уникальных аласных экосистем Центральной Якутии.

Целью исследований являлось изучение температуры почвенного покрова термокарстовых котловин с выявлением их особенностей.

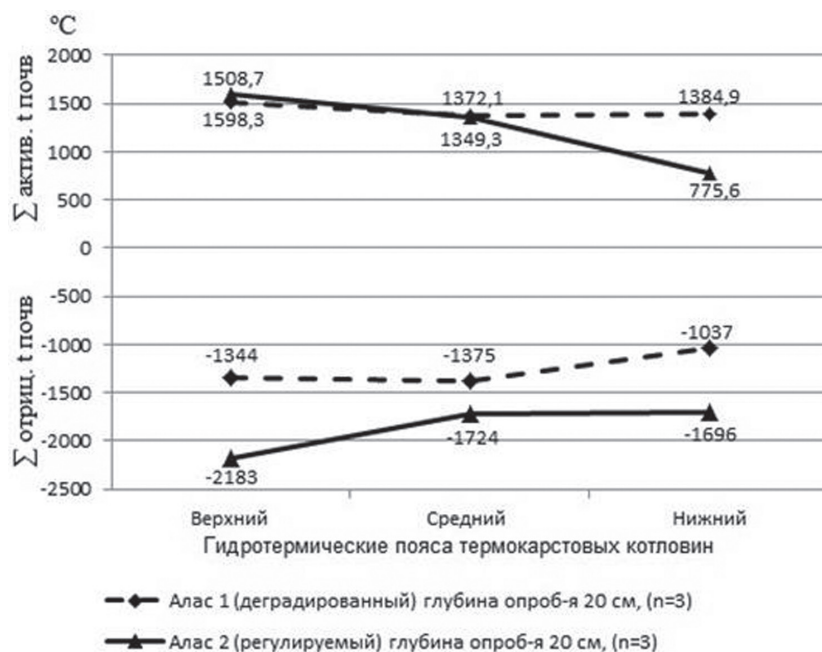
Для проведения исследования были выбраны типичные зрелые проваль-но-термокарстовые котловины, имеющие разную степень антропогенной нагрузки. Они находятся на Тюнгюлюнской террасе (пятая надпойменная терраса р. Лены), в северной части Лено-Амгинского междуречья. Поверхность деградированного аласа № 1 вытоптана вследствие нерегулируемого выпаса скота. На ненарушенном аласе № 2 хозяйственная деятельность частично регулируется, травостой используется под сенокос.

Измерение температур почвы проводилось температурным регистратором iButtonDS1922L-F5 (термохрон), установленным на всех гидротермических поясах термокарстовых котловин (аласов) на глубине 10 и 20 см. Температуру почвы регистрировали с интервалом 3 часа согласно существующим стандартным методикам [1].

Согласно «Классификаций мерзлотных почв Якутии» [2, 3] почвы нижнего гидротермического пояса исследованных аласов определены как мерзлотные дерново-глеевые, среднего – мерзлотные луговые, верхнего – мерзлотные остепненные.

Полученные за год данные свидетельствуют о существенном отличии температур верхних горизонтов мерзлотных аласных почв одинаковых по происхождению термокарстовых котловин, имеющих различную антропогенную нагрузку. Так, при сравнении температур аласов установлено, почвы нижнего гидротермического пояса аласа № 1 (деградированного) прогреваются сильнее, чем мерзлотные дерново-глеевые почвы аласа № 2 (рисунок). Здесь максимальное значение температуры выше на 4,5° С. Сумма активных температур почв нижних поясов имеет разницу на 609,3° С.

Кроме этого, во всех гидротермических поясах аласа № 1 (деградированного) изменилась сумма отрицательных и минимальные значения температур (таблица).



Сравнительные температурные данные верхних горизонтов почв исследованных термокарстовых котловин

Сравнение некоторых показателей температуры почв

Гидротермические пояса	Алас № 1 (деградированный) глубина опроб-я 20 см (n = 3)				Алас № 2 (регулируемый) глубина опроб-я 20 см (n = 3)			
	t_{\max}	t_{\min}	Σ отриц. t почв, °C	Σ актив. t почв, °C	t_{\max}	t_{\min}	Σ отриц. t почв, °C	Σ актив. t почв, °C
Верхний	21,0	-11,0	-1344	1508,7	21,5	-18,0	-2183	1598,3
Средний	18,0	-12,0	-1375	1372,1	18,0	-15,0	-1724	1349,3
Нижний	18,5	-9,0	-1037	1384,9	14,0	-16,5	-1696	775,6

Как видно из таблицы, на деградированном аласе № 1 сумма отрицательных температур значительно поднялась. Температура почв исследованных термокарстовых котловин переходит в положительное значение в конце апреля, в начале мая, а в отрицательные значения переходит в середине октября. Максимальная температура почв аласов на глубине 20 см достигается в конце июля, в начале августа, минимальная отмечается в конце января.

Вероятно, изменение годового хода температур почв деградированного аласа № 1 может быть связано с трансформацией физических свойств почв, отсутствием травостоя и нарушением снежного покрова в зимний период.

Ранее на исследуемом деградированном аласе № 1 нами было установлено увеличение границы сезонноталого слоя (в среднем поясе до 8,3 м) [4]. Такие изменения, несомненно, являются результатом преобразования свойств и составов верхних горизонтов почв.

Таким образом, тесная связь поверхностного слоя, иными словами верхних горизонтов почв, с верхней границей сезонноталого слоя ММП играет большую роль в функционировании уникальных аласных экосистем.

Список литературы

1. Вадюнина, А. Ф. Методы исследования физических свойств почв и грунтов / А. Ф. Вадюнина, З. А. Корчагина. – М. : Агропромиздат, 1986. – 416 с.
2. Еловская, Л. Г. Классификация и диагностика мерзлотных почв Якутии / Л. Г. Еловская. – Якутск : Якут. филиал СО АН СССР, 1987. – 172 с.
3. Десяткин, Р. В. Почвообразование в термокарстовых котловинах – аласах криолитозоны / Р. В. Десяткин. – Новосибирск : Наука, 2008. – 324 с.
4. Данилов, П. П. Особенности и трансформация почвенно-растительного покрова термокарстовых котловин (аласов) северной части Лено-Амгинского междуречья в результате сельскохозяйственного воздействия / П. П. Данилов, Г. Н. Саввинов, В. С. Макаров [и др.] // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. 2013. – № 8. – С. 109–112.

РАСЧЕТНЫЙ МЕТОД ОЦЕНКИ ВЛИЯНИЯ КОНДЕНСАЦИИ ВОДЯНЫХ ПАРОВ В ЗОНЕ АЭРАЦИИ НА ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ГРУНТОВ

Жирков А. Ф.¹, Соркомов Г. К.²

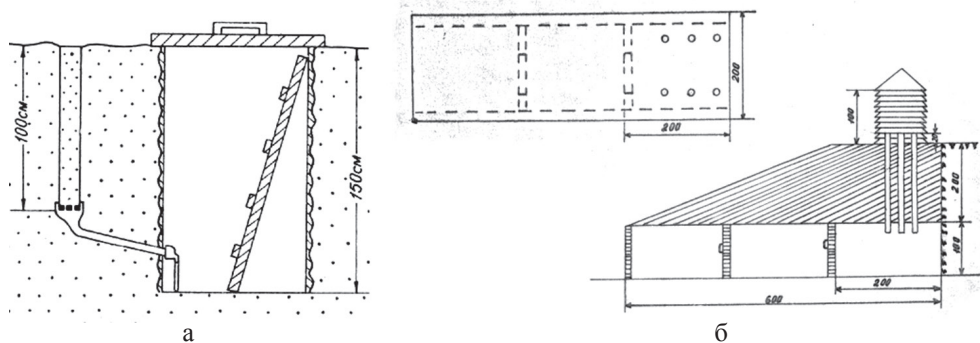
¹Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, г. Якутск;

²Северо-Восточный федеральный университет им. М. К. Аммосова, г. Якутск

Введение

О значимости роли процесса конденсации водяных паров воздуха в формировании подземных вод указывал целый ряд исследователей: П. И. Колосков (1938), В. Н. Славянов (1955), Рейнюк И. Т. (1959), В. В. Климочкин (1959, 1975), Н. А. Огильви (1963), П. Н. Зеленовский (1968), В. М. Пигузова (1975), В. В. Шепелёв (1980, 2011). В области распространения многолетнемерзлых пород процессы конденсации протекают довольно интенсивно, это объясняется большим градиентом температур между поверхностью почвы и нижележащими породами и значительной амплитудой суточных колебаний температуры воздуха в летнее время [1]. Как известно, процессы конденсации интенсивно протекают в местах, где преобладают грубодисперсные породы с высокой эффективной пористостью.

Для режимных наблюдений за величиной конденсации паров воды в сезоннопротаивающих слоях в основном использовались установки типа КУ–1 [1, 2] (рисунок, а) и КУ–2 [2–4] (рисунок, б). Установка КУ–1 состояла из одного конденсатомера (рисунок, а), такая установка в основном использовалась на участках, где эоловые пески не закреплены почвенным слоем и растительностью. Атмосферные осадки, выпадающие в теплый период года, в подобных условиях испаряются. Даже после обильных осадков влага не просачивается вглубь из-за малых значений влажности эоловых песков в зоне аэрации. По этой причине и для сохранения естественного температурного и влажностного режима пород в зоне аэрации установка КУ–1 не была защищена от атмосферных осадков (без психрометрической будки) [1, 2].



Схематические рисунки в разрезе конденсационных установок

Установка КУ-2 состояла от 3 до 6 конденсатомеров длиной по 2,5 м, с различными заполнителями: песок (аллювиальный, эоловый, пылеватый), суглинок, щебень, галька (рисунок, б). В качестве конденсатомеров использовались полиэтиленовые трубы, снизу которых крепилась сетка с крупными ячейками для удержания наполнителя. Образующийся конденсат стекал по резиновой трубке, и объем его фиксировался по градуированной съемной пробирке. Над открытыми концами труб устанавливались будки типа психрометрической или навесы, которые предохраняли конденсаторы от попадания в них атмосферных осадков [4].

Все эти исследования проводились с целью определения пополнения ресурсов подземных вод за счет процессов конденсации водяных паров воздуха. Однако процессы внутригрунтовой конденсации однозначно носят экзотермический характер, а значит, этот процесс влияет на температурный режим не менее, чем на гидротермический режим грунтов.

Метод исследований

Для оценки влияния конденсации влажного воздуха на температурный режим грунтов нами предложен расчетный метод. Суть этого метода состоит в возможности путем измерения количества конденсата, оценки изменения градиента температуры в грунтах по результатам выполненных экспериментальных исследований рассчитать повышение температуры грунтов за счет внутригрунтовой конденсации за теплый период года.

Зная количество конденсации (V), используя формулу (1), можно найти количество тепла (Q), выделившееся при образовании конденсата массой m :

$$Q = L \times m, \quad (1)$$

где L – удельная теплота парообразования и конденсации (для воды – $2,3 \cdot 10^6$ Дж/кг, а $m = \rho \times V$, где ρ – плотность воды, равная 1000 кг/м^3).

Тепловой поток (q), количество тепла, проходящее через единицу площади в единицу времени:

$$q = \frac{Q}{\tau \times S}, \quad (2)$$

где S – площадь; τ – время.

Согласно закону Фурье тепловой поток представляется в виде:

$$q = -gradT \times \lambda, \quad (3)$$

где λ – теплопроводность грунта; $gradT$ – градиент температуры.
Подставляя (2) в (3) получаем:

$$gradT = \frac{L \times m}{\tau \times \lambda \times S}, \quad (4)$$

где λ – коэффициент теплопроводности грунта, который можно представить формулой $\lambda(w, \gamma_{CK}) = \lambda_A(\gamma_{CK}) + [\lambda_0(w_H) - \lambda_C(\gamma_{CK})]\Phi(G)$, где $\lambda_C(\gamma_{CK})$ – коэффициент теплопроводности дисперсного материала в сухом состоянии; $\lambda_0(w_H)$ – теплопроводность материала на пределе его полного влагонасыщения w_H ; $\Phi(G)$ – функция параметра $G = w / w_H$, отражающая степень влагонасыщения материала. Тогда окончательно получим:

$$\nabla T = \frac{L \times m}{\tau \times (\lambda_C(\gamma_{CK}) + [\lambda_0(w_H) - \lambda_C(\gamma_{CK})]\Phi(G)) \times S}. \quad (5)$$

В значения коэффициента теплопроводности можно использовать прямые экспериментальные измерения.

Подставляя в формулу (5) данные, полученные с помощью конденсационной установки (количество конденсата, теплопроводность грунтов, где происходит конденсация; период конденсации в секундах), мы можем рассчитать изменение температуры в зоне аэрации, где происходят процессы конденсации. Так, для примера, с помощью данных В. В. Шепелёва [2] нами было рассчитано изменение температуры за счет конденсации водяных паров в зоне аэрации, за теплый период года, равной $0,24^\circ \text{C/м}$ в Центральной Якутии (приустьевая левобережная часть бассейна р. Вилюй).

Выводы

Предложен расчетный метод оценки влияния конденсации влажного воздуха на температурный режим грунтов, с помощью которого можно сделать вывод, что процессы конденсации играют важную роль в формировании температурного режима грунтов. Представленный метод весьма прост, достаточно экспериментально определить количество конденсата за какой-либо период и теплопроводность грунтов. Расчет будет наиболее достоверен для грунтов, где залегают крупнообломочные породы и эоловые пески. В районах с таким залеганием грунтов выпадает много осадков, большой градиент температур, соответственно благоприятные условия образования конденсата, например Южная Якутия и Верхоянский хребет.

Список литературы

1. Шепелёв В. В. Роль процессов конденсации в питании подземных вод мерзлой зоны / В. В. Шепелёв // Взаимосвязь поверхностных и подземных вод мерзлой зоны. – Якутск, 1980. – С. 43–56.
2. Шепелёв, В. В. Надмерзлотные воды криолитозоны / В. В. Шепелёв. – Новосибирск : Академическое издательство «Гео», 2011. – 169 с.
3. Климочкин, В. В. К вопросу о роли конденсации в формировании ресурсов грунтовых вод / В. В. Климочкин // Вопросы гидрогеологии криолитозоны. – Якутск : ИМЗ СО АН СССР, 1975. – С. 157–164.
4. Пигузова, В. М. Режимные исследования процессов конденсации паров воды в сезоннопротаивающих слоях, НТО (1354) / В. М. Пигузова. – Якутск, 1975. – 198 с.

ИТЕРАЦИОННЫЕ МЕТОДЫ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ГРАНИЧНЫХ УСЛОВИЙ ТЕПЛООБМЕНА НА ПОВЕРХНОСТИ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ

Афанасьева Т. А.

Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

Оценка термического состояния мерзлых грунтов при изменении климата и антропогенных воздействиях является актуальной задачей геофизиологии. Нарушения природных условий (вырубка леса, удаление снежного и напочвенного покрова, растительности) приводят к изменению геофизиологических условий, развитию негативных криогенных процессов. В связи с этим возникает необходимость восстановления граничных условий, используя новые численные алгоритмы [1].

Восстановление граничных условий промерзающих-протаивающих мерзлых грунтов относится к классу некорректных задач. Решение осуществляется специальными регуляризирующими алгоритмами, т.е. искомое решение задачи находится из минимума функционала невязки:

$$J(u) = \frac{1}{2} \|A(u) - f\|_F^2.$$

Здесь u и f – соответственно искомая величина и входные данные; U и F – гильбертовы пространства; A – оператор, порождаемый температурной задачей Стефана. В качестве входных данных f берутся экспериментальные измерения температур грунтов.

Граничная обратная задача промерзания-протаивания мерзлого грунта является нелинейной, и минимизация функционала невязки осуществляется методом сопряженных градиентов, который относится к классу итерационных регуляризирующих численных алгоритмов.

Результаты исследований будут полезны для оценки устойчивости осваиваемых территорий к антропогенным воздействиям.

Список литературы

1. Самарский, А. А. Численные методы решения обратных задач математической физики / А. А. Самарский, П. Н. Вабищевич. – М. : Едиториал УРСС, 2004. – 480 с.

СЕКЦИЯ 2

ГИДРОЛОГИЯ, ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ МЕРЗЛОЙ ЗОНЫ. ПАРНИКОВЫЕ ГАЗЫ

О ПРАВОВЫХ ПРОБЛЕМАХ УЧЁТА И ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Шепелев Н. Г.

*Государственный комитет Республики Саха (Якутия)
по геологии и недропользованию, г. Якутск*

Проблема оценки запасов, качества водных ресурсов и их использования особенно важна и актуальна с практической и научной точек зрения. Данный вопрос приобретает в последние годы чрезвычайно острый социальный характер. Это обусловлено возрастанием роли антропогенных факторов, связанных с водопотреблением и хозяйственной деятельностью населения в сфере промышленности и сельского хозяйства.

Использование подземных вод является многофункциональным. Согласно Общероссийскому классификатору полезных ископаемых и подземных вод (ОК 032-2002) существуют следующие виды подземных вод: питьевые, технические, минеральные, теплоэнергетические и промышленные. При этом на использование подземных водных объектов для питьевых и хозяйственно-бытовых нужд приходится более половины всего объема добываемых вод.

Интенсивная эксплуатация подземных вод при работе водозаборов для целей водоснабжения приводит к снижению их уровня и формированию обширных депрессионных воронок как в эксплуатируемом водоносном горизонте, так и в гидравлически связанных с ним смежных горизонтах. Площадь депрессионных воронок на участках интенсивного водоотбора может достигать тысяч квадратных километров, понижение уровня подземных вод – до 100 м и более.

Увеличение антропогенной нагрузки на подземные воды в процессе их использования, а также безвозвратная утрата полезных свойств подземных вод, препятствующая их дальнейшему использованию, приводят к необходимости усиления мер правового регулирования отношений в области изучения, использования и охраны подземных вод.

Геологическое изучение и добыча подземных вод регулируется, главным образом, законодательством о недрах, охрана подземных водных объектов – природоохранным законодательством, а также водным и санитарно-гигиеническим, между которыми имеются несоответствия.

Так, в Водном кодексе Российской Федерации перечень подземных водных объектов неполный. Из него исключено понятие «месторождения», а родники отнесены к поверхностным водным объектам, что неверно, так как они являются подземными водными объектами, имеющими выход на поверхность и не обладающими специфическими свойствами поверхностных (береговая линия, акватории и т.п.). Эта правовая коллизия привела к трудностям в использовании источников минеральных вод.

Законодательством о недрах предусмотрено осуществление федеральным органом управления государственным фондом недр государственного мониторинга состояния недр, но не определены субъекты его ведения, их полномочия, отсутствует положение о государственной опорной наблюдательной сети. Не установлен орган, на который возложена подготовка нормативных документов, и орган, утверждающий эти документы.

С 2013 г. введена в действие актуализированная редакция СНиП 2.04.02-84 «Водоснабжение. Наружные сети и сооружения» – «Свод правил. Водоснабжение. Наружные сети и сооружения. СП 31.13330.2012». Из документа безосновательно исключены разделы по проектированию зон санитарной охраны водозаборов и водоводов, систем опреснения воды. При этом не учтен ряд дополнений к строительным нормам и правилам, выпущенным после 1985 г., в том числе по проектированию систем улучшения качества подземных вод в пласте (обезжелезиванию, деманганации и т.д.).

Ряд документов, регулирующих изучение, использование и охрану подземных вод, не соответствует современному уровню отечественного и мирового опыта нормативно-правового регулирования.

Приказом Минприроды России № 195 от 30.07.2007 утверждена «Классификация эксплуатационных запасов и прогнозных ресурсов подземных вод» и методические рекомендации по ее применению, предусматривающие требования к изученности запасов и прогнозных ресурсов подземных вод. Однако частичная или полная отмена ранее действовавшей (с 1997 г.) «Классификации эксплуатационных запасов и прогнозных ресурсов» упомянутым приказом не установлена, что вносит неопределенность в статус этих нормативных документов.

«Классификация запасов и прогнозных питьевых, технических и минеральных подземных вод» (в действующей редакции 2007 г.) и методические рекомендации по ее применению предусматривают требования к изученности запасов и прогнозных ресурсов подземных вод. До настоящего времени отсутствует порядок, экспертизы прогнозных ресурсов и постановления их на государственный учет, что препятствует их планомерному учету в объеме ресурсной базы подземных вод.

Дополнительные терминологические проблемы в области использования подземных вод создал Федеральный закон № 282 – ФЗ от 21 октября 2013 г. «О внесении изменений в Водный кодекс Российской Федерации и отдельные законодательные акты Российской Федерации» (в части совершенствования регулирования режима хозяйственного освоения территорий, подверженных затоплению и подтоплению). В данном документе (п. 14 статьи 1) внесены изменения в часть 16 статьи 65 Водного кодекса Российской Федерации, в которой упомянуты инфильтрационные воды в перечне разновидностей сточных вод.

Инфильтрационные воды – устоявшийся термин, используемый при классификации подземных вод по происхождению (инфильтрационные, конденсационные, седиментационные, магматические и пр.). К этой группе относится основная часть подземных вод, содержащихся в земной коре. Это дополнение к Водному кодексу переводит источник водоснабжения в статус сточных вод. Необходимо уточнить значение термина «сточные воды» и внести в Водный кодекс соответствующие изменения.

В соответствии с положениями «Водной стратегии Российской Федерации на период до 2020 года» и принятой в ее развитие Федеральной целевой программы «Развитие водохозяйственного комплекса Российской Федерации в 2012 – 2020 годах» одной из основных задач, определяющих направления развития водохозяйственного комплекса, является ликвидация локальных водodefицитов в ряде регионов, за счет строительства и реконструкции гидроузлов водохранилищ для создания дополнительных регулирующих мощностей и увеличения их водоотдачи, а также за счет увеличения объемов использования водных ресурсов из подземных источников.

Однако существующий Примерный образец (макет) региональной целевой программы/подпрограммы в области охраны и использования водных объектов, утвержденный Министерством природных ресурсов и экологии Российской Федерации для разработки региональных целевых программ, не содержит разделов о возможности использования подземных вод. В результате регионы лишены возможности включать в региональные программы развития водохозяйственного комплекса мероприятия по ликвидации дефицита водных ресурсов на территориях муниципальных образований с использованием подземных источников питьевого водоснабжения на условиях софинансирования из федерального бюджета.

Одним из важнейших природоохранных направлений практического использования недр является подземное захоронение опасных жидких отходов – размещение жидких отходов в глубокозалегающих (как правило, более 300 – 500 м) водоносных горизонтах («пластах-коллекторах») отрицательных платформенных структур, изолированных выдержанными водоупорными пластами от эксплуатируемых или пригодных к хозяйственному использованию водоносных горизонтов верхней гидродинамической зоны, а также от поверхностных водных объектов. Пласты-коллекторы обычно содержат подземные воды повышенной и высокой минерализации, исключающие их рациональное использование, и в то же время обеспечивают практически бессрочную изоляцию опасных отходов от биосферы.

Однако в законах Российской Федерации, регламентирующих подземное захоронение отходов («О недрах», «Об отходах производства и потребления», «Об охране окружающей среды», «Водный кодекс Российской Федерации»), имеется несогласованность в вопросах, определяющих подземные захоронения отходов; нечетко определена гидрогеологическая терминология (статья 51 закона «Об охране окружающей среды» (№ 7-ФЗ от 10.01.2002 г.)), которая носит запретительный характер, а статью 56 «Водного кодекса» (№ 74-ФЗ от 03.06.2006 г.) можно трактовать как тотальный запрет на подземные захоронения жидких опасных отходов, так как понятие «подземный водный объект» может быть отнесено к любым водоносным горизонтам.

Учитывая происходящие в последние два десятилетия изменения в условиях развития водопользования на базе подземных вод (напряженный водный баланс на интенсивно осваиваемых территориях, быстрый рост одиночных малодобитных водозаборов, невозможность освоения разведанных запасов подземных вод, в том числе из-за сложностей в организации зон санитарной охраны в связи с застройкой земельных участков и др.), существует необходимость пересмотра нормативных документов, определяющих требования и

методику подсчета запасов подземных вод. Для развития водоснабжения на основе утвержденных запасов подземных вод, стоящих на государственном балансе, целесообразно рассмотреть вопрос и обосновать возможность упрощения методики подсчетов их запасов.

Подчеркивая исключительную важность подземных вод как основы защищенного и гарантированного обеспечения населения питьевой водой, законодательно необходимо предусмотреть следующее.

1. Совершенствование системы государственного мониторинга состояния недр в части восстановления до оптимальных размеров государственной сети наблюдательных скважин за состоянием подземных вод и обеспечения ее функционирования независимо от форм собственности и видов пользования соответствующих земельных участков.

2. Изменение правового статуса родников и гейзеров путем отнесения их к объектам подземных вод.

3. При корректировке Федеральной целевой программы «Развитие водохозяйственного комплекса Российской Федерации в 2012 – 2020 годах», утвержденной Постановлением Правительства Российской Федерации от 19.04.2012 г. № 350, предусмотреть отдельной строкой ежегодное финансирование мероприятий с целью обеспечения ресурсной базы подземных вод хозяйственно-питьевого водоснабжения, в том числе по обеспечению мониторинга подземных вод.

4. Разработать законопроект, содержащий поправки в ст. 5 Водного кодекса в части перечня подземных водных объектов, отнеся к ним:

- месторождения подземных вод;
- водопроявления (проявления подземных вод);
- родники и гейзеры.

5. Разработать и утвердить порядок экспертизы прогнозных ресурсов подземных вод и постановки их на государственный учет.

6. Рассмотреть вопрос о возможности включения в региональные целевые программы в области использования и охраны водных объектов ФЦП «Развитие водохозяйственного комплекса Российской Федерации в 2012 – 2020 гг.» мероприятий по ликвидации дефицитов водных ресурсов на территориях субъектов Федерации и муниципальных образований с использованием подземных источников питьевого водоснабжения за счет средств федерального бюджета.

7. Исключить из ст. 23.2 закона «О недрах» необходимость согласования проектов разработки месторождений питьевых и технических подземных вод, так как все вопросы, подлежащие такому согласованию, решаются на предыдущих этапах экспертизы запасов подземных вод.

8. Переработать «Классификацию запасов и прогнозных ресурсов питьевых, технических и минеральных подземных вод» (утверждена приказом Минприроды от 30.07.2007 г. № 195). На период переработки классификации внести в действующую классификацию поправки в условия отнесения запасов к забалансовым в части расчета условий взаимодействия участков недр с балансовыми и забалансовыми запасами и др., препятствующих расширению недропользования в части добычи подземных вод.

9. Включить в «Требования по содержанию отчетных материалов с подсчетом запасов питьевых и технических подземных вод, представляемых на

государственную экспертизу» раздел, касающийся одиночных водозаборных узлов, максимально упростив их документацию («упрощенные требования к содержанию отчетных материалов»).

10. Разработать при поддержке уполномоченных министерств и ведомств, с учетом мнения органов власти субъектов Российской Федерации, законопроект о границах подземных водных объектов, которые до сих пор не определены законодателем. Данное уточнение понятий поможет определить пространственные пределы юридических возможностей хозяйствующих субъектов, которые имеют право использовать для каких-либо целей подземные водные объекты.

11. Пересмотреть и усовершенствовать нормативную базу, определяющую требования и методику подсчета запасов питьевых подземных вод с учетом изменений, происходящих в условиях водопользования.

12. Актуализировать Положение о порядке осуществления государственного мониторинга состояния недр Российской Федерации, утвержденного приказом Министерства природных ресурсов от 21.05.2001 г. № 433.

ВЛИЯНИЕ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ НА ГЕОХИМИЮ ГОРОДСКИХ ОЗЕРНЫХ СИСТЕМ

Седельникова А. Л.

Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

В последние годы для Центральной Якутии характерно изменение климата, в том числе и устойчивое повышение количества осадков. В связи с этим интерес представляет оценка влияния атмосферных осадков на геохимию городских озерных систем.

В последние десятилетия, с конца XX века (с 1980 г.), в районе г. Якутска наблюдались значительные межгодовые колебания годовых сумм осадков, но в целом для города характерен положительный тренд осадков, особенно возросший с 2003 г. (рис. 1).

Химический состав озерных вод в период наблюдений оставался относительно постоянным – гидрокарбонатно-хлоридным магниево-кальциевым (табл. 1).

Анионную часть озерных вод (87 – 94%) примерно поровну формируют Cl^- и HCO_3^- . Среднее содержание гидрокарбонат-иона составляет 435,4 мг/л, а хлор-иона – 351,1 мг/л. Концентрация сульфат-иона в 3-4 раза меньше – 100,2 мг/л. Среди катионов преобладает натрий. Соотношение между катионами следующее: $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+}$, $\text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$. Среднее содержание Na^+ – 180,7, Mg^{2+} – 45,8, Ca^{2+} – 45,4, K^+ – 19,4 мг/л.

По данным мониторинга атмосферных осадков [1], который проводится авторами с 1996 г. по настоящее время, в районе города до 2008 г. преобладали слабокислые-слабощелочные осадки, кислотность которых изменялась в относительно узких пределах (6,77 – 7,37) и в среднем была практически нейтральной – 7,09. В этот период поступление кислых осадков с $\text{pH} < 6,8$ от общего их количества составляло от 0 (1997 г.) до 58% (2004 г.). С 2008 по

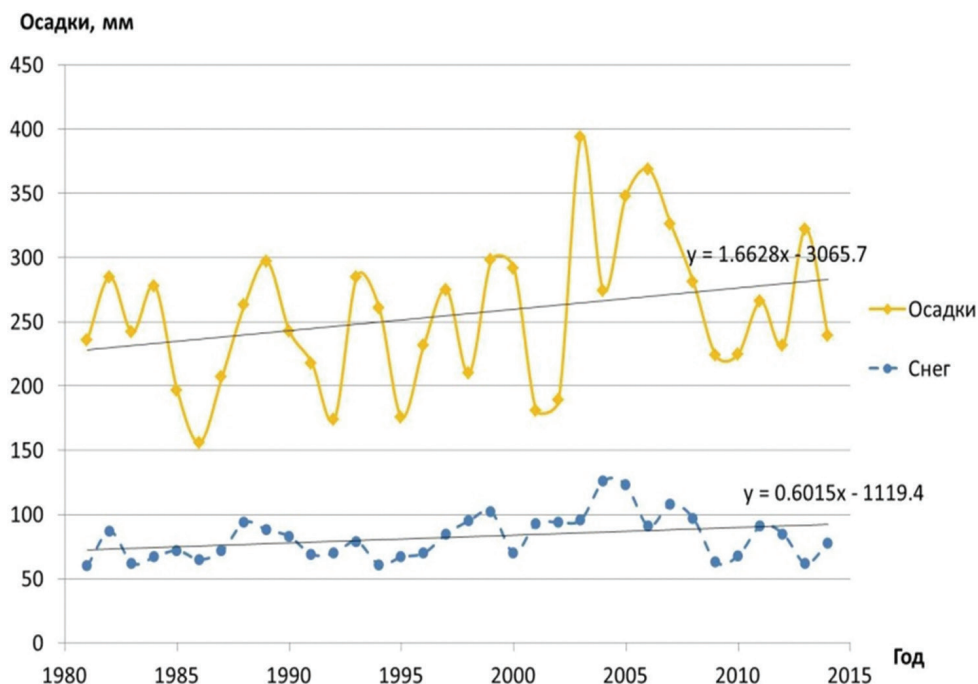


Рис. 1. Среднегодовое количество атмосферных осадков и снега в г. Якутске

Таблица 1. Химический состав воды городских озер (n = 40)

Год	1998	2004	2009	2013
Минерализация, мг/л	941	843	842	636
Формула Курлова	$\text{Cl}49 \text{C}41 \text{S}10$ Na61 Mg20 Ca13 K5	$\text{Cl}55 \text{C}32 \text{S}13$ Na62 Mg23 Ca12 K3	$\text{C}49 \text{Cl}45 \text{S}6$ Na59 Mg23 Ca15 K3	$\text{Cl}47 \text{C}45 \text{S}8$ Na52 Mg24 Ca18 K4

2013 гг. выпадающие осадки преимущественно слабокислые, рН в среднем – 6,63 (6,48 – 6,94), а кислые осадки с рН < 6,8 составляют от 46 (2013 г.) до 83% (2008 г.). Кислотность как жидких, так и твердых осадков близка. В 2014 г. средняя величина рН дождевых вод составила 5,86, снеговых – 6,27.

Максимальная щелочность воды озер наблюдалась в 2003 г., когда средняя величина рН воды озер города составила 8,84 и достигла даже 9,37 в северной части оз. Талого. Повышение щелочности озер в этот период связано с минимальным поступлением атмосферных осадков в предыдущие годы: 181 – 189 мм в 2001 и 2002 гг. и, соответственно, незначительным привнесом ионов водорода с осадками (табл. 2).

Увеличение объемов поступления катиона H^+ из атмосферы приводит к повышению кислотности почв и воды поверхностного стока [2] и изменению кислотности воды озер города.

При относительном постоянстве содержания макрокомпонентов в химическом составе озерных вод концентрация ряда компонентов зависит от количества осадков. Примером может быть прямая зависимость содержания минеральных форм азота в озерах от объема поступлений соединений N из атмосферы (рис. 2).

Таблица 2. Изменение кислотности атмосферных осадков и воды городских озер

Год	Осадки, мм	Атмосферные осадки		Озера (n = 40)	
		H ⁺ 10 ⁻⁴ , г/м ² /год	pH	H ⁺ , г·моль/л	pH
2003	356	0,44	7,06	1,45·10 ⁻⁹	8,84
2004	274	0,71	6,77	5,49·10 ⁻⁹	8,26
2005	348	0,45	7,06	6,16·10 ⁻⁹	8,21
2006	369	0,94	7,04	6,31·10 ⁻⁹	8,20
2007	326	0,36	7,08	-	-
2008	273	0,76	6,48	1,20·10 ⁻⁸	7,92
2009	224	0,70	6,63	2,14·10 ⁻⁸	7,67
2010	225	0,65	6,50	-	-
2011	266	0,85	6,55	3,99·10 ⁻⁹	8,40
2012	232	0,97	6,66	1,58·10 ⁻⁸	7,80
2013	322	0,42	6,94	1,48·10 ⁻⁸	7,83
Среднее	274	0,55	6,78	7,59·10 ⁻⁹	8,12
Годовой тренд				0,048·10 ⁻⁸	0,021

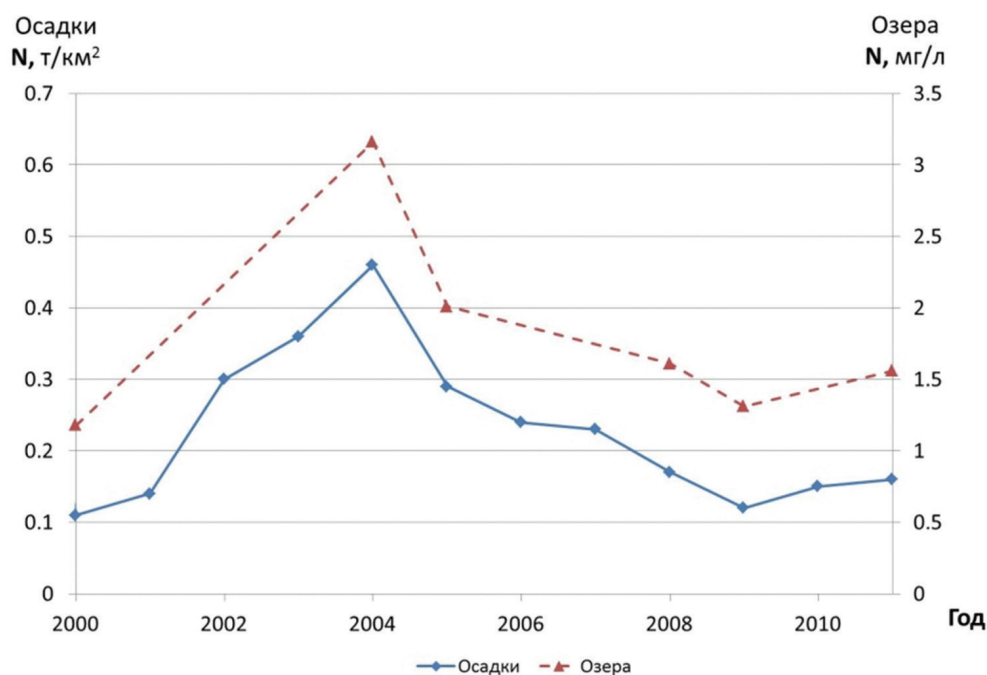


Рис. 2. Зависимость содержания минеральных форм азота в озерах от его поступления из атмосферы

Между содержанием других компонентов в воде городских озер и количеством выпадающих атмосферных осадков наблюдается обратная взаимосвязь. Например, максимальное содержание меди в озерах отмечается в «засушливые» периоды, когда разбавление озерных вод осадками минимально, а поступление меди в озера с грунтовым стоком остаётся относительно постоянным.

Выводы

Формирование химического состава воды озер Якутска определяется направленным изменением их качественных и количественных параметров (химического состава) под воздействием комплекса природных и техногенных факторов, преобразования и обмена миграционных форм ингредиентов в системе «атмосфера – вода – порода – осадок».

Природные (потепление климата, количество осадков) и техногенные факторы влияют на химический состав воды городских озер. При сохранении положительного тренда количества атмосферных осадков и отрицательного для содержания макрокомпонентов в озерах к 2020 г. общая минерализация воды озер понизится примерно на 50%, в среднем до 480 г/л. Снижение содержания макро-и микроэлементов в воде озер наиболее существенно для сульфатов и уменьшается в ряду: $\text{SO}_4^{2-} > \text{Ca}^{2+} > \text{Cl}^- > \text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+}$, pH. Это повлияет на экологическое состояние, и превышение санитарных норм в воде городских озер сохранится лишь для ионов натрия и соединений азота, главным образом, аммония и нитритов.

Список литературы

1. Макаров, В. Н. Геохимический мониторинг атмосферных осадков в Центральной Якутии / В. Н. Макаров. – Якутск : Изд-во Ин-та мерзлотоведения СО РАН, 2007. – 88 с.
2. Чижук, А. Л. Влияние изменения климата на химический состав воды городских озер Якутска / А. Л. Чижук, В. Н. Макаров // Перспективы развития науки и образования : тр. Международной научно-практической конференции. – Тамбов : Изд-во ТРОО «Бизнес-наука-общество», 2014. – Ч. 5. – С. 146–147.

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ И ВРЕМЕННАЯ ВАРИАБЕЛЬНОСТЬ ПОТОКОВ CO_2 ПОЧВАМИ БУГРИСТЫХ ТОРФЯНИКОВ (CALM R1, НАДЫМ, РОССИЯ)

Бобрик А. А.

*Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова,
факультет почвоведения, г. Москва*

Многолетнемерзлые породы и связанные с ними мерзлотные почвы считаются наиболее значимыми наземными пулами углерода на планете. Органическое вещество, законсервированное в многолетнемерзлых породах, играет важную роль в глобальной динамике углерода, так как их деградация при потеплении (изменении) климата может привести к освобождению существенных объемов парниковых газов.

Наблюдение за реакцией активного слоя (сезоннотальный слой – СТС) и многолетнемерзлых пород (ММП) на изменение климата в течение длительного временного периода (несколько десятилетий) является основной целью международной программы циркумполярного мониторинга активного слоя (CALM). Созданная в 1990 г. система мониторинга CALM включает в себя участников

из 15 стран мира и состоит из более чем 200 площадок в том и другом полушариях. На территории РФ находятся 64 мониторинговые площадки, 13 из них – в Западной Сибири. Мониторинговая площадка CALM R1 (N65°20', E72°55') представляет собой уникальный объект исследования, так как является самой южной в Западной Сибири (ЯНАО, Надым) и расположена в зоне островного залегания ММП.

Цель работы – оценка пространственного и временного варьирования потоков углекислого газа и их взаимосвязи с геокриологическими параметрами на мониторинговой площадке CALM R1. На мониторинговой площадке через каждые 10 м заложены пикеты по сетке 100x100 м (всего 121 точка опробования) для длительных наблюдений. Площадка расположена на плоскобугристом торфянике, представляющем плоские и слабо наклонные крупнокочкватые основные поверхности торфяников, и заболоченном участке. Наибольшее распространение на плоскобугристом торфянике имеют торфяно-криозем и торфяно-глеозем (37% и 21% соответственно). К заболоченным участкам приурочена торфяная олиготрофная типичная почва.

За 2-летний период наблюдений установлено, что эмиссия CO₂ площадки CALM характеризуется высокой пространственной и временной вариабельностью. Эмиссия CO₂ варьировала от 10 до 500 мг CO₂/(м²·ч) и составила в среднем 160 ±20 (август 2013 г.) и 120 ±17 мг CO₂/(м²·ч) (август 2014 г.) (коэффициент вариации 56,0% и 70,0% соответственно). При этом заболоченные участки характеризуются постоянным средним значением эмиссии CO₂ (151±32 мг CO₂/(м²·ч)), следовательно, вклад в вариабельность потоков углекислого газа вносят только почвы торфяника. При анализе взаимосвязи потоков углекислого газа с типом растительности установлено, что наибольшим средним значением эмиссии CO₂ (174±30 мг CO₂/(м²·ч)) характеризуется заболоченный участок с осоково-сфагновым покровом, а наименьшим средним значением (105 ±25 мг CO₂/(м²·ч)) – заболоченный участок со сфагновым покровом.

При регрессионном анализе установлено, что показатель эмиссии углекислого газа мониторинговой площадки CALM имеет взаимосвязь с содержанием углерода микробной биомассы (beta = 0,645; p-level<0,05), углерода лабильного органического вещества почвы (beta = 0,245; p-level<0,05) и мощностью сезонноталого слоя (beta = 0,195; p-level<0,05). Наблюдается увеличение мощности сезонноталого слоя с 136±8 (август 2013 г.) до 166±8 см (август 2014 г.) на площадке CALM. Не выявлено значимой взаимосвязи эмиссии углекислого газа с мощностью СТС, что объясняется сложным характером их взаимодействия. Геокриологические параметры косвенно влияют на потоки парниковых газов через формирования гидротермического режима почв, типа растительных сообществ и особенностей микрорельефа.

Недоучет пространственной неоднородности почвенного и растительного покровов, обусловленной различной мощностью сезонноталого слоя, на территориях распространения островной мерзлоты может привести к существенным искажениям оценок суммарной эмиссии парниковых газов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 13-04-01577-а).

**ОЦЕНКА КОРРОЗИОННОЙ АГРЕССИВНОСТИ ГРУНТОВ
О. КОТЕЛЬНОГО (НОВОСИБИРСКИЕ ОСТРОВА)
МИКРОБИОЛОГИЧЕСКИМИ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИМИ
МЕТОДАМИ**

Доманская О. В., Кулакова А. Ю., Доманский В. О.

Институт криогенных ресурсов ТюмГНГУ, г. Тюмень

Многолетнемерзлые породы (ММП) ранее считались зоной химического и биологического покоя, поэтому защите фундаментов и подземных сооружений от биокоррозии не уделялось должного внимания. В последние годы показано, что в криолиотозоне активны биохимические процессы и замедление коррозии происходит лишь при полном промерзании грунта [1]. При инженерно-геологических изысканиях определяется коррозионная агрессивность грунта [2], для ее оценки используют только химические и электрохимические методы. Вклад биологической коррозии составляет до 50% [3], но нормативные документы и методы для оценки коррозионно-опасной микрофлоры грунтов криолиотозоны отсутствуют. Согласно [4] микробная коррозия связана с действием микроорганизмов, присутствующих в коррозионной системе. Механизм микробиологической коррозии обусловлен стимулирующим воздействием продуктов метаболизма на электрохимические реакции коррозионного процесса, а также прямым воздействием микробиоты на скорость катодной или анодной реакции, разрушающим защитные пленки, покрытия и ингибиторы коррозии. Обеспечение эффективного противодействия биоповреждениям строительных конструкций является острой научной и практической проблемой. В этой связи весьма актуальны исследования биологических свойств грунтов криолиотозоны с целью прогноза их коррозионной активности в процессе эксплуатации зданий и сооружений.

Изучалось наличие коррозионно-опасной микрофлоры в грунтах острова Котельного (Новосибирские острова). Исследовали три физиологические группы коррозионно-опасных бактерий – аммонифицирующие, сульфатредуцирующие и тионовые. Для обнаружения аммонифицирующих бактерий использовали мясопептонный бульон (МПБ). Признаками процесса развития аммонификаторов являются помутнение среды, образование пленки, осадка и положительная реакция на аммиак с реактивом Несслера. Накопительную культуру сульфатредуцирующих бактерий (СРБ) получали путем культивирования согласно соответствующей методике [5]. Результаты оценивали по выделению сероводорода, который связываясь с присутствующим в среде железом, образует черную окраску среды. Для получения накопительной культуры группы тионовых бактерий использовалась среда Сильвермана и Люндгрена 9К. При наличии тионовых бактерий в посевном материале среда становится мутной через 2–3 дня, и на поверхности появляется пленка молекулярной серы, образующаяся при окислении тиосульфита [6]. Характер развития бактерий оценивался визуально по образованию пленки, осадка или помутнения среды по следующей шкале: слабая степень развития бактерий – среда мутная, без осадка; средняя степень развития – среда мутная, с осадком; сильная степень развития бактерий – среда мутная с хорошо выраженным осадком и

образованием заметной пленки. Инвертазная активность связана с обогащением среды продуктами жизнедеятельности микроорганизмов, поэтому в пробах грунта определялось содержание фермента инвертазы [7].

Аммонифицирующие бактерии обнаружены во всех исследуемых образцах (таблица). Наиболее выражен процесс аммонификации в пробах скв. 1 (1,7 – 1,9 м) и скв. 2 (3,8 – 4,0 м). СРБ были обнаружены только в нескольких образцах грунта, их отсутствие может быть связано с неблагоприятными для развития значениями рН. В свою очередь, слабокислую реакцию среды грунтов можно объяснить развитием тионовых бактерий.

**Оценка коррозионно-опасной микрофлоры
и содержания инвертазы в грунтах**

Номер скважины	Глубина, м	Аммонифицирующие бактерии	СВБ	Тионовые	Инвертаза, мг глюкозы на 1 г за 24 ч	Степень биогенности
1	0,0 – 0,3	Средний	Слабый	Средний	35,884	Средняя
1	0,3 – 0,5	Сильный	Нет роста	Средний	53,111	Богатая
1	0,5 – 0,7	Средний	Слабый	Средний	25,067	Средняя
1	0,7 – 1,0	Сильный	Слабый	Сильный	36,909	Средняя
1	1,0 – 1,2	Средний	Нет роста	Нет роста	38,227	Средняя
1	1,2 – 1,45	Средний	Средний	Сильный	Нет	
1	1,45 – 1,7	Сильный	Слабый	Средний	18,072	Средняя
1	1,7 – 1,9	Средний	Слабый	Средний	9,256	Бедная
1	1,9 – 2,0	Сильный	Слабый	Средний	7,141	Бедная
1	2,0 – 2,2	Средний	Нет роста	Средний	5,986	Бедная
1	2,2 – 2,5	Средний	Слабый	Сильный	5,986	Бедная
1	2,5 – 2,65	Средний	Слабый	Средний	5,710	Бедная
1	2,65 – 2,8	Нет	Средний	Сильный	2,147	Бедная
1	2,8 – 3,2	Средний	Нет	Сильный	5,287	Бедная
2	0,0 – 0,2	Средний	Средний	Сильный	87,645	Богатая
2	0,2 – 0,4	Сильный	Слабый	Средний	26,986	Средняя
2	0,5 – 2,6	Коррозионно-опасные микроорганизмы не выявлены				
2	2,6 – 2,8	Средний	Нет роста	Средний	Нет	-
2	2,8 – 3,0	Коррозионно-опасные микроорганизмы не выявлены				
2	3,0 – 3,2	Сильный	Слабый	Сильный	5,091	Бедная
2	3,2 – 3,4	Средний	Нет роста	Средний	7,938	Бедная
2	3,4 – 3,7	Сильный	Нет роста	Средний	5,108	Бедная
2	3,8 – 4,0	Сильный	Слабый	Сильный	9,858	Бедная
2	4,0	Коррозионно-опасные микроорганизмы не выявлены				

Для оценки степени коррозионной агрессивности был проведен физико-химический анализ грунта [8]. Грунты о. Котельного представлены супесями, суглинками, глинами и крупнообломочными породами с высоким содержанием гидрокарбонатов, сульфатов и хлоридов, с высоким показателем влажности и характеризуются слабокислыми условиями поровых растворов (рН 6,0). Из-за высокого содержания хлоридов и сульфатов они имеют высокий показатель коррозионной активности. Однако присутствие высокого содержания кальция способствует ингибиторам коррозии. Поэтому исследованные образцы,

несмотря на высокую минерализацию поровых растворов и высокое содержание хлорид-ионов, в целом, можно отнести к грунтам со средней коррозионной агрессивностью.

Таким образом, даже в разрезе низкотемпературных ММП островной Арктики имеется жизнеспособная коррозионно-опасная микрофлора, преобладают представители аммонифицирующих и тионовых бактерий. Результаты физико-химического анализа проб также свидетельствуют о коррозионной агрессивности грунта. В связи с этим при проведении инженерно-геологических изысканий необходимо выполнять микробиологический анализ грунтов, исследования ее коррозионной активности и реакции на внешние воздействия, что позволит не только оценить роль микробных процессов в изменении инженерно-геологических свойств грунтов, но и дать прогнозную оценку воздействия микробиоты на фундаменты.

Список литературы

1. Велицкий, М. А. К проблеме оценки коррозионной активности многолетнемерзлых дисперсных грунтов криолитозоны / М. А. Велицкий, С. А. Егурцов // Криосфера Земли. – 2008. – Т. XII. – С. 50–57.
2. Зыков, Ю. Д. К вопросу об оценке коррозионной агрессивности грунтов / Ю. Д. Зыков, О. П. Червинская // Инженерные изыскания. – 2009. – № 4. – С. 35–39.
3. Фомин, Г. С. Коррозия и защита от коррозии. Энциклопедия международных стандартов / Г. С. Фомин. – М. : ИПК Издательство стандартов. 1999. – 510 с.
4. Коррозия металлов и сплавов. Общие термины и определения ISO 8044:1999.
5. РД 39-0147103-350-89. Руководящий документ. Оценка бактерицидной эффективности реагентов относительно адгезированных клеток сульфатовосстанавливающих бактерий при лабораторных испытаниях. – 1989.
6. Нетрусов, А. И. Практикум по микробиологии / А. И. Нетрусов. – М. : Издательский центр «Академия», 2005. – 608 с.
7. Хазиев, Ф. Х. Методы почвенной энзимологии / Ф. Х. Хазиев. – Новосибирск : Наука, 2005. – 252 с.
8. РД 153-34.2-21.544-2002. Методические указания по химическому контролю коррозионных процессов при фильтрации воды через бетонные и железобетонные гидротехнические сооружения. – 2002.

ЧЕТКОВИДНЫЕ РУСЛА РЕК СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ЯМАЛА: ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ, МОРФОЛОГИИ И ДИНАМИКИ

Тарбеева А. М., Сурков В. В.

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, г. Москва

Русла водотоков первых порядков, формирующиеся в мерзлых породах, часто имеют четковидное строение, т.е. представляют собой чередование округлых озеровидных расширений и участков сужения русла. Криолитологи объясняют такое строение русла неравномерным вытаиванием льда в узлах решетки полигональных трещин [1, 2]. Однако детально механизмы

формирования, динамика и особенности распространения таких русел практически не исследованы.

Четковидная или бочажинная форма русел может наблюдаться и вне зоны многолетней мерзлоты. Ее формирование может быть связано с разными причинами: неоднородной устойчивостью горных пород к размыву, неравномерным зарастанием заболоченных русел, образованием водоворотов вблизи препятствий в русле, заилением перекаатов, подрусловой разгрузкой напорных вод [3, 4]. Чтобы исключить влияние прочих факторов на формирование четковидной формы русел в криолитозоне (главным образом, неоднородностей геологического строения), для исследований были выбраны реки, формирующиеся в однородных рыхлых песчано-суглинистых породах.

Исследовались реки и ручьи северо-восточной части п-ова Ямал, расположенные в подзоне арктической тундры, впадающие в Обскую губу на участке между устьями рек Венуймуеяха и Тамбей. На данной территории формирование четковидных русел происходит исключительно в результате неравномерного вытаивания мерзлых пород, имеющих сплошное распространение и содержащих полигонально-жильные льды [5].

Четковидные русла рек северо-восточного Ямала состоят из глубоких (1 – 3 м) округлых или слегка продолговатых расширений диаметром до 25 – 30 м и соединяющих их суженных до 0,5 – 1,0 м мелководных участков. На исследованных нами реках и ручьях сужения русла в основном короткие (2–3 м), мелководные (глубиной 0,1 – 0,4 м), часто заросшие водной растительностью, иногда с достаточно большими уклонами, в результате чего на продольном профиле они имеют вид ступеней. В глубоких расширениях русла скорости потока в межень невелики (менее 0,1 м/с), тогда как в сужениях скорости достигают 0,5 – 0,6 м/с, а поток может иметь бурный характер. Как правило, между шириной и глубиной расширений русла наблюдается прямая зависимость, что свидетельствует о продолжающемся в них процессе термокарста [6].

Дно четковидных рек и ручьев сложено торфом, подстилаемым песком, в расширениях русла хорошо видны отсевшие блоки торфа, иногда прорезанные узким каналом по стрелню потока. Наиболее глубокие участки русла занесены илом мощностью до 0,5 – 1,0 м. Берега расширений обрывистые, сложены торфом, часто со следами обрушения.

В период максимального протаивания, в начале сентября, кровля мерзлоты под сужениями русла исследованного ручья Хасырейного располагалась на глубине 0,9 – 1,0 м от дна. В расширениях русла глубина протаивания нами не установлена (более 1 м от дна), но Дж. П. Зарнецке с соавторами [7] приводят продольный профиль русла ручья на Аляске, полученный при помощи георадара, на котором кровля мерзлоты под расширениями находится на глубине примерно в 1,5 – 2,0 раза большей, чем под суженными участками. Таким образом, в расширениях русла образуются талики глубиной до 3–4 м от поверхности, которые способствуют развитию солифлюкционных и оплывных процессов в русле и на берегах. Вероятно, при такой глубине залегания кровли многолетнемерзлых пород в зимний период полного промерзания русла в расширениях не происходит. Во время бурного половодья может наблюдаться размыв дна расширений русла и, соответственно, их углубление, тогда как в сужениях русло остается промерзшим и почти не подвергается размыву.

Процессы неравномерного вытаивания многолетнемерзлых пород в четковидных руслах усиливаются в результате прогревания воды в расширениях русла и размыва дна и берегов во время половодья. Температура воды в таких расширениях у поверхности может достигать 18–19° С, придонная составляет около 10° С [7]. Рост расширений русла имеет определенные пределы. Расширения русла исследованных рек не превышают 30 м в диаметре и 2,5 м в глубину. По мере врезания русла или по мере достижения расширениями предельных размеров начинается разрушение четковидной формы русла. В сужениях русла, на мелководных участках, происходит постепенное протаивание мерзлоты и усиливается размыв, а нижележащие расширения русла заполняются продуктами размыва и обрушения берегов. Со временем расширение русла полностью заполняется наносами и на его месте образуется массив поймы, прорезаемый нешироким руслом ручья.

Анализ распространения четковидных русел на исследуемой территории показал, что они характерны для водотоков длиной до 10 км, имеющих относительно небольшие уклоны (до 2 м/км). При увеличении уклона четковидного водотока, например в нижнем течении вблизи долин крупных рек, образуются врезанные прямолинейные русла.

Наиболее широкое распространение четковидные русла имеют в пределах заозеренных первой и второй лагунно-морских террас, где четковидная форма русла хорошо выражена и часто наблюдается на всём протяжении или большей части длины водотока.

В пределах хорошо дренированных прибрежных участков второй террасы и на третьей террасе четковидные русла встречаются фрагментарно, например, на участках пересечения водотоком днищ хасыреев.

В пределах пологих участков третьей лагунно-морской террасы четковидная форма русла наблюдается в днищах бывших каналов спуска термокарстовых озер, но имеет плохую сохранность: расширения русел увеличиваются и превращаются в озера, местами не выражены вовсе. В пределах широких пойм больших рек также встречаются четковидные фрагменты русел малых рек или старичных проток.

В пределах лайд четковидные русла наименее распространены в связи с высокой заболоченностью и влиянием приливных явлений.

Анализ распространенности четковидных русел в пределах различных элементов и поверхностей рельефа позволяет предположить, что значительная их часть формируется не на участках деградации полигонально-жильных льдов, а, наоборот, на участках промерзания бывших таликов: в днищах спущенных озер или на поймах рек.

Выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-00549).

Список литературы

1. Hopkins, D. Permafrost and ground water in Alaska / Hopkins D., Karlstrom T., Black R. [et. al.] // Geol. Surv., Prof. Pap., 264 F, Waschingon. – 1955. – 146 p.
2. Термоэрозия дисперсных пород. – М. : МГУ, 1982. – 194 с.
3. Бутаков, Г. П. Формы проявления эрозионно-аккумулятивных процессов на малых речных водосборах / Г. П. Бутаков, О. П. Ермолаев, В. И. Мозжерин [и др.] // Эрозионные и русловые процессы. – Луцк, 1991. – С. 19–42.

4. Маккавеев, Н. И. Руслловые процессы / Н. И. Маккавеев, Р. С. Чалов. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1986. – 264 с.
5. Геокриология СССР. Западная Сибирь. – М. : Недра, 1989. – 454 с.
6. Губарьков, А. А. Четкообразные русловые формы в долинах малых рек на Центральном Ямале – результат парагенезиса криогенных и гидрологических процессов / А. А. Губарьков, М. О. Лейбман // Криосфера Земли. – 2010. – Т. 14, № 1. – С. 41–49.
7. Zarnetske, J. P. Influence of morphology and permafrost dynamics on hyporheic exchange in arctic headwater streams under warming climate conditions / J. P. Zarnetske, M. N. Gooseff, W. B. Bowden [et. al.] // Geophysical research letters. – 2008. – Vol. 35. – (<http://10.1029/2007GL032049>).

АНАЛИЗ И МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ СТОКА ВОДЫ В РАЗЛИЧНЫХ МЕРЗЛОТНЫХ ЛАНДШАФТАХ НА ПРИМЕРЕ МАЛЫХ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИХ ВОДОСБОРОВ

Лебедева Л. С.¹, Семенова О. М.²

¹*Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, г. Якутск,*

¹*НПО «Гидротехпроект», г. Санкт-Петербург;*

²*Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург*

Формирование стока в зоне мерзлоты характеризуется процессами, которые не наблюдаются на водосборах в умеренном климате. Примерами могут служить криогенные «паводки» [1], сезонное и межгодоевое криогенное перераспределение стока [2, 3], наледный сток, внутригрунтовая конденсация влаги [4]. Специфика формирования стока в зоне мерзлоты требует особых подходов в задаче гидрологического моделирования. Целью данной работы было проведение анализа процессов формирования стока и адаптации гидрологической модели «Гидрограф» для водосборов Колымской (КВБС) и Бомнакской (БВБС) водно-балансовых станций, расположенных в различных мерзлотных ландшафтах криолитозоны.

КВБС охватывает водосбор руч. Контактного площадью 21,2 км² в верхней части бассейна р. Колымы, в зоне сплошной многолетней мерзлоты. Абсолютные высоты станции варьируют от 830 до 1690 м, а уклон склонов достигает 40°. Среднегодовая температура за 1948 – 1995 гг. составляет –11,4° С [5]. Количество осадков меняется по территории станции от 290 до 460 мм (1959 – 1990 гг.). Основными ландшафтами являются каменные осыпи, заросли кедрового стланика, лиственничные леса и редколесья [6]. Бомнакская станция площадью 22 км² находится в зоне прерывистой мерзлоты на берегу р. Зеи. Абсолютные высоты составляют от 300 до 470 м. Средняя многолетняя температура воздуха за 1934 – 1968 гг. равна –5,1° С, количество осадков – 590 мм. Территория покрыта марьями и лиственничной тайгой с включениями березы и сосны.

В формировании речного стока малых водосборов КВБС участвуют поверхностные и надмерзлотные воды. Надмерзлотные воды водосбора руч. Контактного представлены водами СТС и прирусловых таликов. Воды СТС распространены повсеместно – от водоразделов до долин водотоков. На северных

склонах и в долинах ручьев, где распространены заболоченные леса и лиственничные редколесья с густым напочвенным покровом и маломощным слоем торфа в профиле, сразу после снеготаяния талая вода стекает по поверхности. Вследствие пониженных фильтрационных свойств почвы здесь формируются влажные условия и неглубокий деятельный слой – до 0,6 м [7]. Средние части южных склонов характеризуются переходом от подповерхностного типа стекания осадков к поверхностному. На склоне в верхней части этой зоны дернина лежит на хорошо промытом щебне, слой которого постепенно сокращается к нижней границе зоны, и в нем увеличивается содержание мелких частиц, что сокращает его пропускную способность и благоприятствует формированию влажных условий [7]. Характерные глубины протаивания составляют 0,7 – 1,3 м. На водоразделах в пределах распространения каменных осыпей талые и дождевые воды свободно проникают в грунт до кровли многолетнемерзлых пород (ММП) и быстро стекают по ней. Глубина промерзания на мерзлотомерах фиксируется вплоть до отметки 1,6 – 2,0 м.

На территории БВБС верхняя граница мерзлоты залегает на глубинах от 0,3 до 6,0 м и более. Под почвами болотного типа глубина протаивания составляет 0,5 – 1,0 м. Под хорошо дренируемыми почвами в лиственнично-сосновых и лиственнично-березовых лесах между слоями сезонной и многолетней мерзлоты остается талик. Мощность его незначительна, и водотоки станции зимой перемерзают. Сравнение ежедневных слоев стока на двух смежных водосборах, характеризующихся наличием сплошной мерзлоты и талика, показывает, что во второй половине лета после протаивания почвы сток на мерзлотном водосборе значительно больше, чем на водосборе с таликом при равных расходах половодий и одинаковых осадках. Вероятной причиной являются потери стока в подземные воды через таликовые зоны на водосборе с сезонным промерзанием грунтов, в то время как на водосборе с мерзлотой все дождевые осадки быстро фильтруются в русло в СТС.

В работе использовалась распределенная детерминированная гидрологическая модель «Гидрограф» [8–10]. Алгоритмы модели описывают все основные процессы гидрологического цикла на водосборе – от выпадения осадков до стока воды в замыкающем створе, а также процессы протаивания и промерзания почвы. Основные параметры модели задаются на основе независимой информации о почвах, растительности и других условиях на водосборе и не калибруются при расчетах. Входными данными модели являются суточные значения температуры, осадков и влажности воздуха. Выход модели – непрерывный суточный гидрограф стока в замыкающем створе и переменные состояния почвы и снега. Моделирование проводилось для нескольких малых водосборов Колымской и Бомнакской ВБС для периода 1950 – 1990 и 1950 – 1968 гг. соответственно с использованием данных, опубликованных в Материалах наблюдений [11, 12].

На первом этапе были сделаны расчеты глубины протаивания и промерзания в точках (мерзлотомерах) в разных ландшафтах станций. После уточнения параметров почвы и растительности и получения удовлетворительной сходимости рассчитанных и наблюдаемых глубин протаивания и промерзания проводилось моделирование гидрографов стока воды на малых условно однородных водосборах. Параметры почвы и растительности, уточненные на первом

этапе, не изменялись при моделировании расходов воды. Сформированные таким образом наборы параметров для различных ландшафтов переносились на более крупные водосборы, которые характеризуются комбинацией различных ландшафтов и мерзлотных условий. Удовлетворительные результаты расчетов стока воды и глубин протаивания подтверждают принципиальную возможность оценки параметров на микроводосборах и их перенесения на водосборы больших размеров и более сложной структуры.

Список литературы

1. Аржакова, С. К. Зимний сток рек криолитозоны России / С. К. Аржакова. – СПб. : РГГМУ, 2001. – 209 с.
2. Банцекина, Т. В. Особенности гидротермического режима слоя сезонного протаивания крупнообломочных склоновых отложений в весенне-летний период (на примере Верхнеколымского нагорья) : автореф. дис. ... канд. геогр. наук / Т. В. Банцекина. – Якутск, 2003. – 23 с.
3. Бояринцев, Е. Л. Формирование водного баланса весеннего половодья малых горных водосборов Верхней Колымы (по материалам Колымской водно-балансовой станции) / Е. Л. Бояринцев, Н. Г. Сербов, Н. И. Попова // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. – 2006. – № 4. – С. 12–19.
4. Шепелёв, В. В. Надмерзлотные воды криолитозоны / В. В. Шепелёв. – Новосибирск : Академическое изд-во «Гео». – 2011. – 169 с.
5. Сущанский, С. И. История создания, методы, объекты и некоторые результаты исследований Колымской водно-балансовой станции / С. И. Сущанский // Факторы формирования общего стока малых горных рек в Субарктике (по материалам Колымской водно-балансовой станции). – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2002. – С. 18–35.
6. Пугачев, А. А. Почвенно-растительный покров территории Колымской водно-балансовой станции / А. А. Пугачев // Факторы формирования общего стока горных рек в Субарктике. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2002. – С. 141–166.
7. Бояринцев, Е. Л. Азональные факторы формирования дождевого стока на территории Колымской ВБС / Е. Л. Бояринцев // Тр. ДВНИГМИ. – 1988. – Вып. 135. – С. 67–93.
8. Виноградов, Ю. Б. Математическое моделирование процессов формирования стока. Опыт критического анализа / Ю. Б. Виноградов. – Л. : Гидрометеиздат, 1988. – 312 с.
9. Виноградов, Ю. Б. Математическое моделирование в гидрологии : учеб. пособие / Ю. Б. Виноградов, Т. А. Виноградова. – М. : Академия, 2010. – 366 с.
10. Semenova, O. Simulation of subsurface heat and water dynamics, and run off generation in mountainous permafrost conditions, in the Upper Kolyma River basin, Russia / O. Semenova, L. Lebedeva, Yu. Vinogradov // Hydrogeology Journal. – 2013. – 21 (1). – P. 107–119. – (DOI:10.1007/s10040-012-0936-1).
11. Материалы наблюдений КВБС 1948–1990 гг. – Магадан : Колымское УГКС, 1959–1991. – Вып. 1–34.
12. Материалы наблюдений Бомнакской стоковой станции 1934–1969 гг. – Л. : Гидрометеиздат, 1952–1969. Вып. 1–12.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ФОРМИРОВАНИЯ СТОКА В УСЛОВИЯХ ПИРОГЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ В РАЙОНЕ МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЫ

Нестерова Н. В.¹, Семенова О. М.^{1,2}, Лебедева Л. С.³

¹Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург;

²ООО «НПО «Гидротехпроект», г. Санкт-Петербург;

³Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

Возрастающее количество и усилившаяся интенсивность лесных пожаров в России и мире становятся серьезной угрозой жизнедеятельности человека [1]. В основном, воздействие пожаров связывают с уничтожением почвенно-растительного покрова и нарушением функционирования экосистем [2]. Гораздо реже учитываются такие возможные последствия пожаров, как резкое изменение характеристик гидрологического режима и интенсификация процессов эрозии, способные приводить к возникновению катастрофических паводков и даже селевых потоков. Воздействие пожара на процессы формирования стока может быть непропорционально велико по сравнению с площадью сгоревшей территории. Зачастую максимальные расходы воды с малых водосборов в разы превышают максимальные величины, наблюдаемые в ненарушенных условиях [3].

Для исследования выбраны 12 бассейнов рек Витимского плоскогорья, составляющих верховья р. Витим, правого притока р. Лены, размером от 969 до 18 200 км². На основе данных MODIS нами были выделены и количественно оценены относительные доли площадей водосборов, подвергшихся воздействию пожаров весной 2003 г. Они составили от 13% на водосборе р. Ципы, створ Ую, до 78% на водосборе р. Витимкан, створ Ивановский. Все исследуемые бассейны могут быть отнесены к категории горных. Мерзлота является одним из важнейших природных факторов формирования стока на территории района и имеет сплошное или переходное от сплошного к островному залегание.

В исследовании для анализа использовались месячные слои стока и осадков за период 1966 – 2012 гг. Оценка изменений стока рек после прохождения пожара проводилась методом парных водосборов. Подбирались водосборы-аналоги, расходы воды на которых за исторический период имеют высокую корреляцию со стоком бассейнов с большой долей сгоревшей площади в 2003 г. На основе анализа данных было выявлено, что сток воды за летний период 2003 г. после пожара увеличился примерно на 40 мм на р. Амалат и более чем на 100 мм на р. Витимкан (доли сгоревшей площади 78% и 22% соответственно).

Детерминированная гидрологическая модель «Гидрограф» [4] была использована для оценки изменения гидрологического режима и компонентов водного баланса, а также анализа факторов формирования стока в нестационарных условиях до и после пожара на водосборах рек Амалат и Витимкан. Модель применима для описания процессов формирования стока на водосборах в зоне многолетней мерзлоты, так как содержит в себе алгоритм расчета динамики тепла и влаги в почве с учетом фазовых переходов [5]. Использование свойств почвы и растительности в качестве основных параметров модели позволяет избежать калибровки параметров, а также является основой для применения

динамического подхода в моделировании, при котором изменение параметров модели отражает динамику развития ландшафта в период расчета [6].

В нестационарных условиях модель применяется согласно следующей схеме. На первом этапе оценка параметров модели и ее верификация производится для ненарушенных условий. Таким образом, условия формирования стока за весь период при моделировании принимаются неизменными. При удовлетворительном согласии результатов моделирования с наблюдаемыми расходами и переменными состояниями водосбора для ненарушенного периода появляется возможность количественно оценить влияние нарушения на гидрологические процессы путем сравнения рассчитанного и наблюдаемого стока в нестационарный период. На втором этапе разрабатывается сценарий нарушения условий на водосборе. Изменения факторов отображаются в меняющихся во времени параметрах модели. Модельные эксперименты с различными наборами динамических параметров, основанные на наблюдаемых изменениях или на литературных данных, позволяют выяснить механизмы влияния нарушений на гидрологический режим речного бассейна.

В данном исследовании проведена верификация алгоритмов и разработанного набора параметров модели на периоде наблюдений 1966 – 2002 гг. (до пожара). Дана количественная оценка изменений стока после пожара в 2003 г. На основе литературных источников разработана схема параметризации гидрологической модели «Гидрограф», учитывающей динамические изменения свойств почвенно-растительного покрова в период восстановления. Рассмотрены факторы, сочетание которых приводит к формированию экстремальных паводков в постпирогенный период.

Использование динамического подхода [6] позволило улучшить точность моделирования двух экстремальных паводков в июле и августе 2003 г. Представленные результаты моделирования процессов формирования стока в нестационарных условиях удовлетворительно согласуются с данными наземных наблюдений за стоком. На основе полученных результатов можно сделать вывод о перспективности разработанной методики моделирования, позволяющей использовать данные дистанционного зондирования о состоянии подстилающей поверхности для прогноза изменений гидрологического режима рек в будущем при прогнозируемом росте интенсивности и частоты пожаров в арктических регионах России. Однако понимание механизмов взаимодействия между быстро трансформирующимся растительным покровом, водным и тепловым балансом ландшафтов и гидрологическим режимом требует тесной интеграции и взаимной верификации результатов полевых и экспериментальных исследований, качественно интерпретированных данных дистанционного зондирования и методов детерминированного моделирования.

Список литературы

1. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. – 2014. – 58 с.
2. Безкоровайная, И. Н. Пирогенная трансформация почв сосняков средней тайги Красноярского края / И. Н. Безкоровайная, Г. А. Иванова, П. И. Тарасов [и др.] // Сибирский экологический журнал. – 2005. – № 1. – С. 143–152.

3. Moody, J. A. Linking runoff response to burn severity after wildfire / J. A. Moody, D. A. Martin, S. L. Haire [et al.] // Hydrological Processes. – 2008. – 22. – P. 2063–2074.
4. Виноградов, Ю. Б. Математическое моделирование в гидрологии / Ю. Б. Виноградов, Т. А. Виноградова. – М. : Академия, 2010. – 320 с.
5. Виноградов, Ю. Б. Метод расчета динамики тепловой энергии в почвенном профиле в целях гидрологического моделирования, в том числе в зоне многолетней мерзлоты / Ю. Б. Виноградов, О. М. Семенова, Т. А. Виноградова // Криосфера Земли. – 2015. – Т. XIX, № 1. – С. 11–21.
6. Семенова, О. М. Использование спутниковых данных для исследования процессов формирования стока в бассейне р. Витимкан (зона распространения многолетней мерзлоты) / О. М. Семенова, Л. С. Лебедева, Н. В. Волкова [и др.] // Исследование Земли из космоса. – 2015. – № 3. – (В печати).

СОВРЕМЕННЫЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ СУБАЭРАЛЬНЫХ ТАЛИКОВ В ПЕСЧАНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

Гагарин Л. А.

Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

Территория Центральной Якутии относится к зоне сплошного распространения многолетнемерзлых горных пород. Тем не менее на правобережье р. Лены в пределах IV надпойменной террасы широко развиты субаэральные, гидрогенные и гидрогеогенные талики. Отличительной особенностью этой территории от сопредельной является существование высокотемпературной мерзлоты (до $-0,2^{\circ}\text{C}$), наличие которой связано с особенностями гранулометрического состава горных пород и режима увлажнения деятельного слоя, а также межмерзлотных водоносных горизонтов. В условиях современных изменений климата исследования реакции криолитозоны, в частности развития субаэральные таликов, являются своевременными и актуальными. В последние годы происходит широкое освоение рассматриваемой территории, например, строятся и реконструируются железная и федеральная автомобильная дороги. Изменение природной обстановки в сторону деградации многолетнемерзлых пород вследствие влияния инженерных сооружений может спровоцировать активизацию опасных мерзлотно-гидрогеологических процессов, что приведет к негативным последствиям.

Район исследований расположен в 50 км к югу по федеральной автотрассе «Лена». Отложения IV надпойменной террасы р. Лены среднеплейстоценового возраста мощностью до 90 м сложены мелкими и среднезернистыми песками с галечником в основании. Цоколь террасы представлен среднекембрийскими известняками и выходит на дневную поверхность лишь в южной ее части. Мощность многолетнемерзлых пород составляет около 150 м [1], увеличиваясь на некоторых участках до 420 м. Температура многолетнемерзлых пород изменяется от $-0,2$ до $-2,5^{\circ}\text{C}$, а глубина сезонного оттаивания составляет 1,5 – 4 м [2]. Сплошное распространение мерзлоты нарушается наличием гидрогенных, гидрогеогенных и радиационно-тепловых таликов, к которым приурочены подземные воды надмерзлотно-межмерзлотного комплекса. По условиям питания эти воды относятся к надмерзлотным, а по условиям циркуляции и

разгрузки – к межмерзлотным. Наиболее крупным источником подземных вод на IV террасе р. Лены является Улахан-Тарын, приуроченный к долине одноименного ручья. Родники расположены на пяти участках, условно названных цирках «А», «В», «С», «D» и «Е». Суммарный многолетний дебит всех групп источника составляет 244 л/с [3]. В зимний период года в долине ручья формируется наледь площадью до 1 млн. м². Подземными водами выносятся большое количество песка, отлагаемого в виде неявных конусов выноса. В результате термосуффозионных процессов на поверхности террасы образуются воронки и овраги [4].

На бестяхской террасе р. Лены в местности Улахан-Тарын по результатам режимных геотермических наблюдений установлено и затем подтверждено буровыми работами сохранение в зимний период перемерзание (талых водоносных пород) в интервале 2,5 – 8,0 м (рисунок).

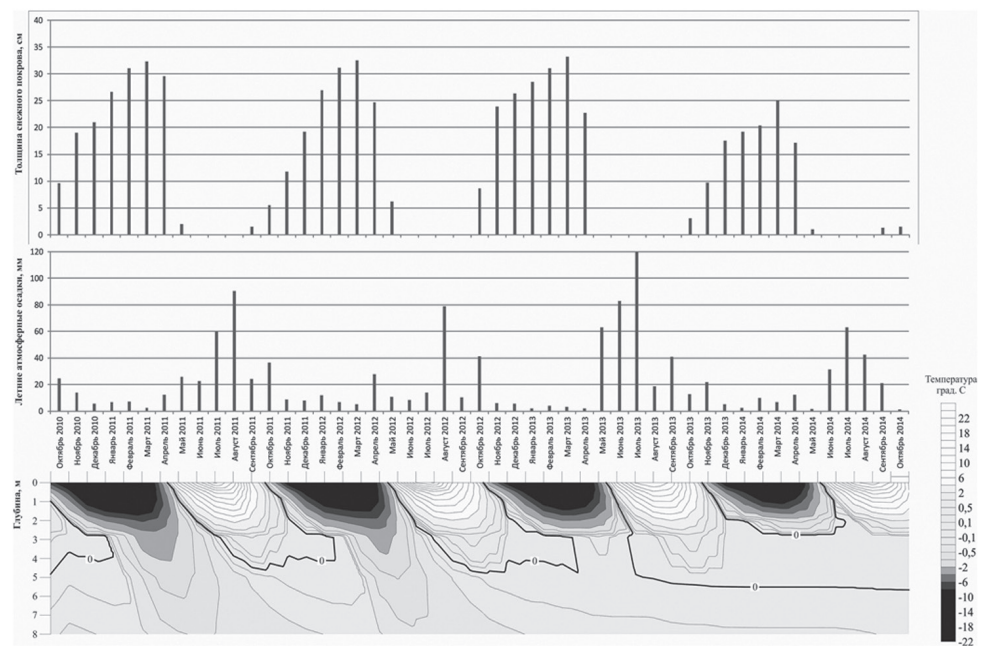


График термоизоплет, по данным скважины № 2-10, распределения летних атмосферных осадков и мощности снежного покрова (метеостанция г. Покровска) с 2010 по 2014 гг.

Анализ динамики процессов протаивания-промерзания в деятельном слое и режима выпадения атмосферных осадков свидетельствует о ключевой роли последних в формировании талой зоны. Повышенное количество выпавших атмосферных осадков в мае, июне и июле 2013 г. (63,1 мм, 83 мм и 111,9 мм соответственно) увеличило скорость и глубину протаивания горных пород и способствовало повышению влагозапасов в сезонноталом слое. Последующее зимнее промерзание грунтов прослеживалось лишь до глубины 2,5 м. Продвижению фронта промерзания глубже препятствовало выделение тепла на границе с надмерзлотными водами при фазовых переходах. По результатам замера уровня подземных вод в скважине, вскрывшей этот водоносный слой, в апреле 2014 г. напор составил 0,5 м.

Сохранение перезимка может являться одной из причин формирования в рассматриваемом районе субэаральных таликов, через которые происходит питание крупнодебитных источников подземных вод, приуроченных к подножию IV надпойменной террасы р. Лены.

Список литературы

1. Иванов, М. С. Криогенное строение четвертичных отложений Лено-Алданской впадины / М. С. Иванов. – Новосибирск : Наука, 1984. – 126 с.
2. Скрябин, П. Н. Мониторинговые исследования температурного режима грунтов Центральной Якутии / П. Н. Скрябин, С. П. Варламов, Ю. Б. Скачков // География и природные ресурсы. – 1998. – № 2. – С. 49–55.
3. Мониторинг подземных вод криолитозоны / В. В. Шепелёв [и др.]. – Якутск : Изд-во Ин-та мерзлотоведения СО РАН, 2002. – 172 с.
4. Гагарин, Л. А. Динамика термосуффузионных процессов в криолитозоне (на примере Центральной Якутии) : автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук : 25.00.08 / Гагарин Леонид Александрович ; Рос. акад. наук, Сиб. отд-ние, Ин-т мерзлотоведения. – Якутск, 2013. – 21 с.

ГИДРОЛОГИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД КЫСЫЛ-СЫРСКИХ ТУКУЛАНОВ

Нестерева М. И.

Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

Подземные источники обозначены ПИ-1 и ПИ-2 (координаты указаны по GPS-навигатору). Подземные источники (рис. 1) находятся с западной и северной стороны дюнного массива, а с южной и с юго-восточной стороны обнаружены не были. Температура вод подземных источников составляет $-0,2$ до $+6^{\circ}$ С. Анализы выполнены в лаборатории геохимии криолитозоны ИМЗ СО РАН (г. Якутск) Л. Ю. Бойцовой и О. В. Шепелевой.

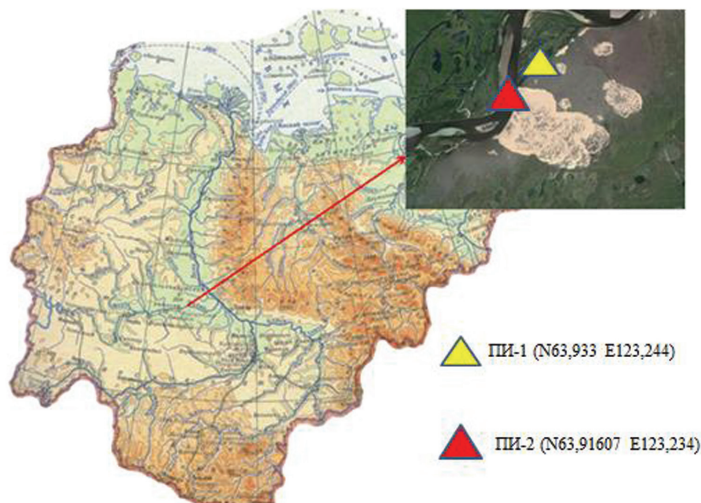


Рис. 1. Месторасположение подземных источников

Источник ПИ-1 расположен в северо-восточном направлении от берега р. Виллой, в 3,5 км. Источник впадает в озерно-речную систему. Температура воды составляет $-0,2^{\circ}\text{C}$, скорость течения – 1 – 3 м/с (рис. 2). В ПИ-2 преобладают лантаноиды, железо, иттрий и частично алюминий, рубидий, уран (рис. 3–5).

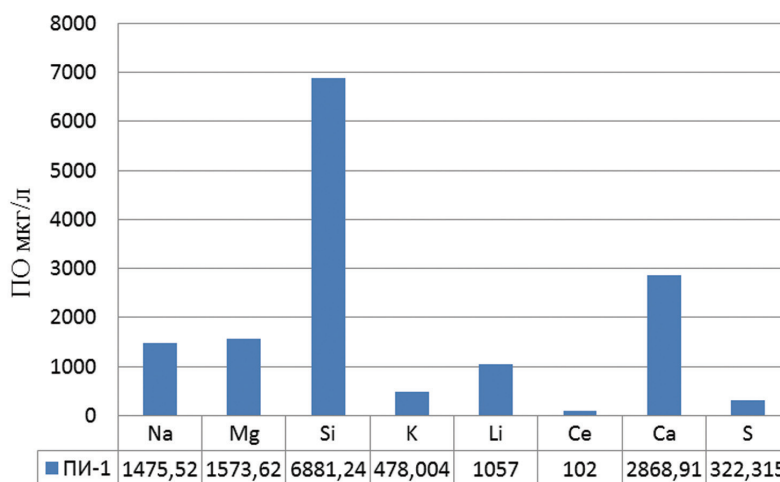


Рис. 2. Содержание основных химических элементов в источнике ПИ-1

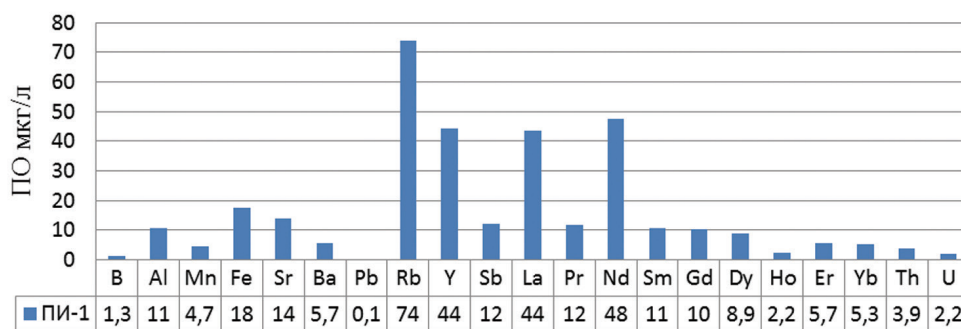


Рис. 3. Содержание остальных химических элементов ПИ-1

Источник ПИ-2 расположен на правом берегу р. Виллой и впадает в реку. Температура воды составляет от $+7$ до $+11^{\circ}\text{C}$, $\text{pH} = 7,6$.

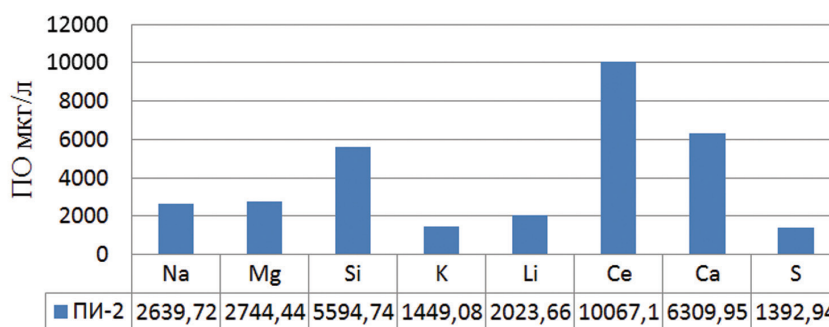


Рис. 4. Содержание основных химических элементов ПИ-2

В отличие от первого источника здесь содержание Ce и Ca больше, чем Si.

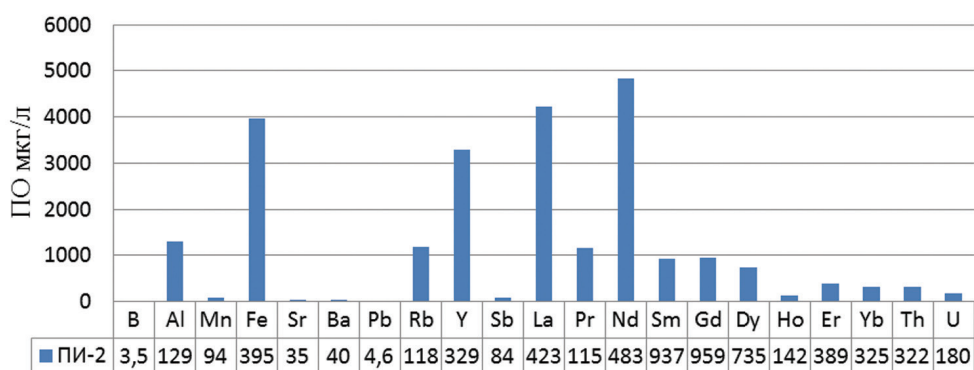


Рис. 5. Содержание остальных химических элементов ПИ-2

Вывод

Подземные воды тукуланов содержат наибольшее количество кремния, селена, натрия, магния, лития и калия, которые являются полезными элементами для здоровья человека.

ГЕОХИМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ НА СТАЦИОНАРЕ «ТУЙМААДА»

Дьячковская Е. С.

Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

Приводятся данные о методике и технике мониторинга атмосферных осадков и результаты наблюдений на стационаре «Туймаада». Показан характер изменения химического состава атмосферных выпадений на мониторинговой станции в Центральной Якутии. Приводятся сведения о химическом составе и объёмах атмосферных выпадений, в том числе загрязняющих атмосферу веществ. Дана оценка экологической ситуации в районе станции геохимического мониторинга и в Центральной Якутии.

Мониторинг химического состава осадков на станции проводился по унифицированной для всех стран-участников методике.

В течение примерно последних двадцати лет появление кислотных дождей, или более правильно – кислотных выпадений, превратилось во многих районах мира (Северная Америка, Западная и Восточная Европа, Китай, Корея, Япония) из любопытного научного факта в проблему, вызывающую значительную тревогу общества и широкое обсуждение. Проблемы, связанные с их возможными неблагоприятными воздействиями, относятся не к отдельным ограниченным территориям, а имеют региональный, национальный и международный характер. С кислотными выпадениями, газами-предшественниками и некоторыми продуктами их химических реакций связывается широкий круг различных эффектов. Возможные последствия для окружающей среды включают неблагоприятное воздействие на здоровье населения, закисление поверхностных вод и почв, сокращение продуктивности лесов, эрозию и коррозию промышленных материалов, ухудшение прозрачности атмосферы.

Сознавая, что выпадение химических загрязняющих веществ из атмосферы составляет одну из наиболее значительных проблем в области охраны окружающей среды как на национальном, так и на международном уровнях, по инициативе Министерства охраны природы РС(Я) в Республиканскую научную программу РС(Я) № 2 «Обеспечение безопасности населения и народнохозяйственных объектов в РС(Я)» блок № 2 «Геокриологические проблемы» включена тема «Мониторинг кислотных осадков», выполняемая сотрудниками лаборатории геохимии Института мерзлотоведения СО РАН. Данные исследования являются частью международного мониторинга кислотных осадков, которые в Северном полушарии координирует Северный форум по проекту «Environmental Research and Monitoring of the Atmosphere and Oceans» (Изучение окружающей среды и мониторинг атмосферы и океана), подпроект «Совместные мониторинговые исследования выпадений кислотных осадков». Для проведения исследований в рамках Академии Северного Форума был организован Комитет по мониторингу и оценке тенденций кислотных выпадений. Изучение кислотных осадков по общей программе ведется в России, Японии, Китае, Корее, Монголии и других странах.

Мониторинговые наблюдения на станции, расположенной на территории Института мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, начаты 31 июля 1996 г. в 15³⁰ местного времени и ведутся непрерывно на протяжении 18 лет.

Таблица 1. Методы анализа компонентов атмосферных осадков

Компоненты	Методы анализа	Объем (мл)	Допустимая погрешность (мкг/мл)
SO ₄ ²⁻	Ионная хроматография	2	0,06
	Ториновая абсорбометрия	4	0,15
	Аминоперимидиновая абсорбометрия	5	0,5
NO ₃ ⁻	Ионная хроматография	2	0,05
	Содио-салициловая абсорбометрия	10	0,1
NH ₄ ⁺	Абсорбометрия синего индофенола	5	0,02
	Ионная хроматография	2	0,03
Cl ⁻	Ионная хроматография	2	0,01
	Ртутно(II)-тиоцианитная абсорбометрия	5	0,05
Na ⁺	Спектрофотометрия. Фотометрия пламени	2	0,01
		2	0,002
Ca ²⁺	Спектрофотометрия	5	0,01
	Ионная хроматография	2	0,02
pH	Метод стеклянного электрода	10	0,1
ЕП	Метод измерения электропроводимости	10	0,1
Cs ⁺	Капиллярный электрофорез	1	0,005
Li ⁺	Капиллярный электрофорез	1	0,005
Sr ²⁺	Капиллярный электрофорез	1	0,005
Ba ²⁺	Капиллярный электрофорез	1	0,005
F ⁻	Капиллярный электрофорез	1	0,005
HPO ₄ ²⁻	Капиллярный электрофорез	1	0,001

С 2005 г. на станции мониторинга, впервые в Якутии, начато определение таких экологически важных химических элементов, как цезий, литий, стронций, барий, фтор и фосфор (табл. 2–4).

Таблица 2. Результаты мониторинга кислотных осадков за 2013 г., мг/л

Месяц	Объем осадков, мм	pH	Еh, мВ	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₂ ⁻	NO ₃ ⁻	Cl ⁻	Ca ²	Mg ²	Na ⁺	NH ₄ ⁺
Январь	9,2	7,26	377	16,9	3,00	0,11	2,13	0,82	2,6	0,34	1,70	1,9
Февраль	4,8	6,39	390	16,3	1,30	0,02	1,30	0,60	3,0	0,10	0,40	0,7
Март	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Апрель	6,4	5,65	506	15,4	0,90	0,14	0,19	0,06	3,7	0,16	0,30	0,6
Май	51,3	7,19	409	22,5	2,80	0,01	0,77	1,10	3,3	0,57	0,60	6,6
Июнь	63,7	7,86	428	38,9	3,50	0,14	0,49	0,33	2,0	0,44	0,45	11,4
Июль	68,2	7,32	349	13,2	3,60	0,10	0,54	0,60	1,2	0,60	0,50	15,6
Август	29,6	7,10	372	12,9	0,42	0,01	0,38	0,23	2,1	0,2	0,33	0,5
Сентябрь	46,5	6,58	422	5,8	0,62	0,15	4,02	0,20	1,3	0,02	0,17	0,8
Октябрь	12,7	7,67	400	29,0	1,14	0,02	0,64	0,80	8,9	0,04	0,60	0,6
Ноябрь	14,3	6,59	431	11,7	0,66	0,06	0,73	0,10	2,4	0,04	0,20	0,4
Декабрь	15,3	6,68	447	15,6	1,12	0,09	1,08	0,04	4,2	0,04	0,40	0,8
Среднее	322	6,94	412	18,0	1,7	0,1	1,1	0,44	3,2	0,2	0,51	3,93
Минимум	4,8	5,65	349	5,8	0,42	0,01	0,19	0,04	1,2	0,02	0,17	0,4
Максимум	68,2	7,86	506	38,9	3,6	0,15	4,02	1,1	8,9	0,6	1,7	15,6

Таблица 3. Содержание микрокомпонентов в атмосферных выпадениях, мг/л

Месяц	pH	ЕС, мS,см	Li ⁺	Sr ²⁺	Ba ²⁺	F ⁻	HPO ₄ ²⁻
Январь	7,26	40	0,005	0,031	0,005	0,085	0,075
Февраль	6,39	60	0,005	0,099	0,005	0,078	0,034
Март	–	–	–	–	–	–	–
Апрель	5,65	10	0,005	0,005	0,005	0,119	0,005
Май	7,19	120	0,005	0,042	0,005	0,010	4,862
Июнь	7,86	140	0,005	0,005	0,005	0,010	9,894
Июль	7,32	150	0,005	0,005	0,005	0,010	9,95
Август	7,1	80	0,005	0,041	0,005	0,010	0,222
Сентябрь	6,58	30	0,005	0,005	0,005	0,017	0,199
Октябрь	7,67	210	0,005	0,005	0,005	0,109	0,005
Ноябрь	6,59	90	0,005	0,005	0,005	0,011	0,005
Декабрь	6,68	210	0,005	0,005	0,005	0,066	0,074
Среднее	6,96	103,6	0,005	0,023	0,005	0,048	2,302
Минимум	5,65	10,0	0,005	0,005	0,005	0,010	0,005
Максимум	7,86	210,0	0,005	0,099	0,005	0,010	9,95
Дождь, ср	7,21	104,0	0,005	0,02	0,005	0,011	5,025
Снег, ср	6,71	103,3	0,005	0,025	0,005	0,078	0,033

Таблица 4. Изменение химического состава атмосферных осадков в различные периоды года, мг/л

Компоненты	2013 г.			Теплый период года			Холодный период года		
	Среднее	Min	Max	Среднее	Min	Max	Среднее	Min	Max
pH	6,96	5,65	7,86	7,21	6,58	7,86	6,71	5,65	7,67
Ес, ms/cm	104	10	210	104	30	150	103	10	210
Еh, мВ	412	349	506	396	349	428	425,2	377	506
HCO ₃ ⁻	18,0	5,8	38,9	18,7	5,8	38,9	17,48	11,7	29,0
SO ₄ ²⁻	1,70	0,42	3,6	2,2	0,42	3,6	1,35	0,66	3,0
NO ₂ ⁻	0,10	0,01	0,15	0,08	0,01	0,15	0,07	0,02	0,11
NO ₃ ⁻	1,10	0,19	4,02	1,24	0,38	4,02	1,01	0,19	2,13
Cl ⁻	0,44	0,06	1,1	0,49	0,06	1,1	0,67	0,06	0,91
Ca ²⁺	3,15	1,2	8,9	1,98	1,2	3,3	4,13	2,4	8,9
Mg ²⁺	0,18	0,02	0,6	0,37	0,02	0,6	0,12	0,04	0,34
Na ⁺	0,63	0,1	1,8	0,40	0,10	0,6	0,82	0,10	1,8
NH ₄ ⁺	3,93	0,42	15,6	6,98	0,5	15,6	0,84	0,42	1,9

Объём выпадений на земную поверхность из атмосферы – плотность атмосферных выпадений (P) – рассчитывалась по формуле:

$$P = \frac{CV}{1000} \cdot \frac{100^2}{\pi r} \cdot \frac{30}{D} \text{ мг/м}^2/\text{мес. (SurveyManual, 1995),}$$

где C – концентрация в растворе образца, мг/мл; V – исследуемый объем, мл; r – радиус горлышка сосуда с образцом, мм; D – число дней сбора образцов.

Рассчитанное по данной формуле количество выпадений на единицу площади по периодам наблюдений приведено в табл. 5, 6 (макрокомпоненты) и табл. 7 (микроэлементы).

Таблица 5. Плотность атмосферных выпадений в 2013 г., г/м²/год

Месяц	H ⁺ 10 ⁻⁴	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₂ ⁻	NO ₃ ⁻	Cl ⁻	Ca ²	Mg ²	Na ⁺	NH ₄ ⁺	Сумма выпадений
Январь	0,04	1,36	0,24	0,002	0,20	0,07	0,21	0,027	0,14	0,15	2,39
Февраль	0,20	0,92	0,07	0,002	0,07	0,03	0,17	0,01	0,02	0,04	1,33
Март											
Апрель	1,47	1,11	0,06	0,001	0,02	0,004	0,27	0,01	0,02	0,04	1,55
Май	0,29	11,17	1,39	0,01	1,19	0,55	1,64	0,28	0,30	3,33	19,85
Июнь	0,09	29,16	2,62	0,07	0,37	0,25	1,50	0,33	0,34	8,55	43,18
Июль	0,32	9,60	2,62	0,07	0,39	0,44	0,87	0,44	0,36	11,34	26,14
Август	0,23	4,08	0,13	0,003	0,12	0,07	0,66	0,06	0,10	0,16	5,39
Сентябрь	1,22	2,97	0,32	0,008	2,06	0,10	0,66	0,01	0,09	0,41	6,62
Октябрь	0,03	3,94	0,15	0,003	0,09	0,11	1,21	0,01	0,08	0,08	5,67
Ноябрь	0,37	1,84	0,10	0,009	0,12	0,02	0,38	0,006	0,03	0,07	2,57
Декабрь	0,33	2,70	0,19	0,016	0,19	0,01	0,73	0,01	0,07	0,14	1,35
Среднее 2013 г.	0,42	7,40	0,72	0,02	0,44	0,15	0,75	0,11	0,14	2,21	10,55
Минимальное	0,03	0,92	0,06	0,001	0,02	0,004	0,17	0,005	0,02	0,04	1,33
Максимальное	1,47	29,16	2,62	0,073	2,06	0,55	1,64	0,436	0,36	11,34	43,18
Дождь, ср.	0,43	11,39	1,42	0,03	0,83	0,28	1,07	0,22	0,24	4,76	20,24
Снег, ср.	0,41	1,98	0,14	0,005	0,11	0,04	0,49	0,01	0,06	0,09	2,48
Дождь/ Снег	1,05	5,75	10,14	6,00	7,55	7,00	2,18	22,00	4,00	52,89	8,16

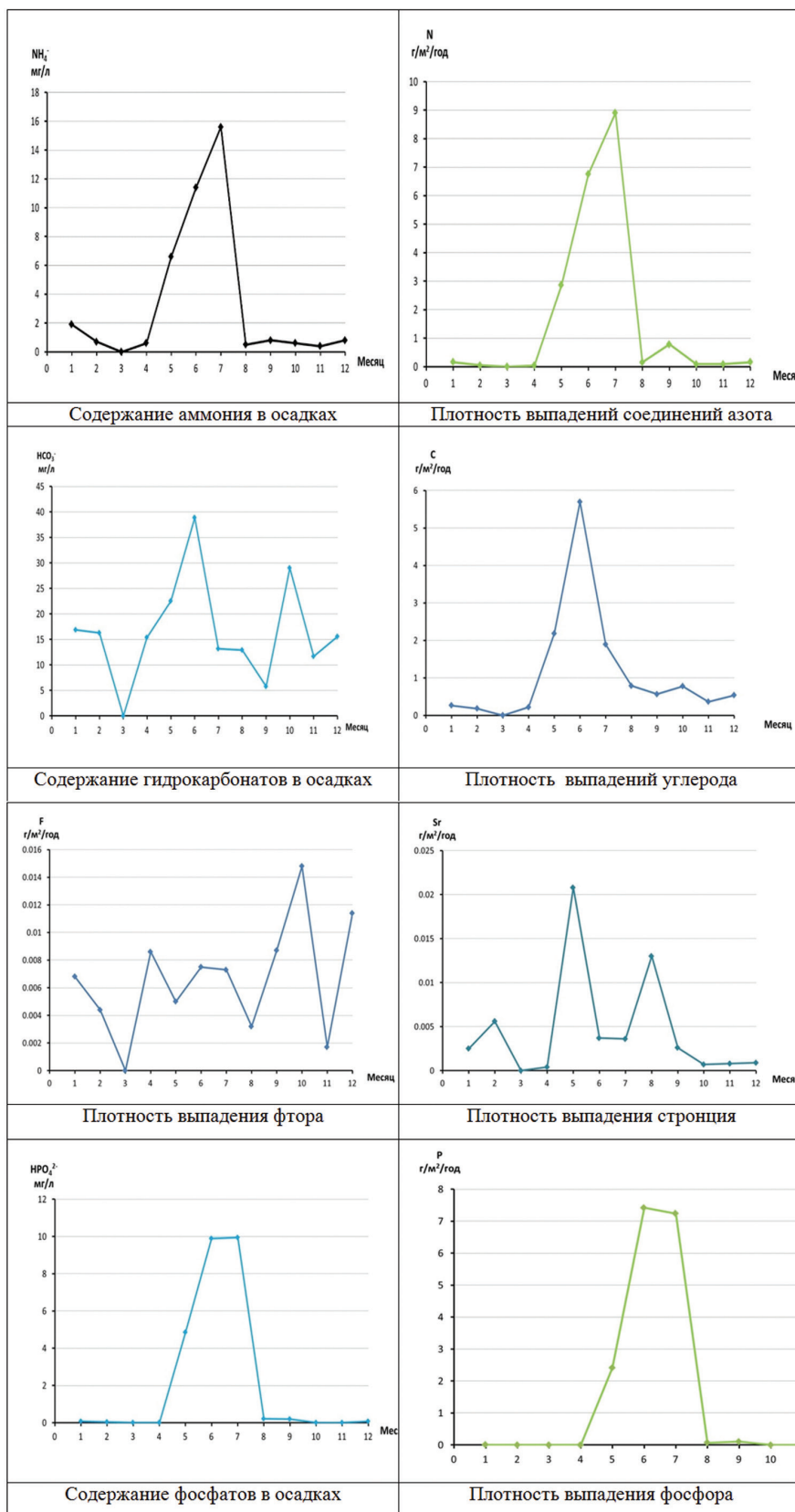
Таблица 6. Выпадение компонентов из атмосферы на земную поверхность в различные периоды года, г/м² год

Компоненты	2013 г.			Теплый период года			Холодный период года		
	Среднее	Min	Max	Среднее	Min	Max	Среднее	Min	Max
H ⁺ (10 ⁻⁴)	0,42	0,03	1,47	0,43	0,09	1,22	0,41	0,03	1,47
HCO ₃ ⁻	7,40	0,92	29,16	11,39	2,97	29,16	1,98	0,92	3,94
SO ₄ ²⁻	0,72	0,06	2,62	1,42	0,13	2,62	0,14	0,06	0,24
NO ₂ ⁻	0,02	0,001	0,073	0,03	0,003	0,07	0,005	0,001	0,009
NO ₃ ⁻	0,44	0,02	2,06	0,83	0,12	2,06	0,11	0,02	0,20
Cl ⁻	0,17	0,004	0,55	0,28	0,07	0,55	0,08	0,004	0,16
Ca ²⁺	0,75	0,17	1,64	1,07	0,66	1,64	0,49	0,17	1,21
Mg ²⁺	0,11	0,006	0,45	0,22	0,06	0,45	0,01	0,006	0,027
Na ⁺	0,15	0,02	0,36	0,24	0,05	0,36	0,06	0,02	0,24
NH ₄ ⁺	2,21	0,04	11,34	4,76	0,16	11,34	0,09	0,04	0,15
C	1,224	0,180	5,697	2,225	0,563	5,697	0,389	0,180	0,775
S	0,240	0,020	0,875	0,473	0,107	0,875	0,045	0,020	0,082
N	1,820	0,036	8,909	3,890	0,150	8,909	0,095	0,036	0,136
Sr ²⁺	,0050	,0007	,0208	,0087	,0026	,0208	,0018	,0007	0,0056
Ba ²⁺	,0016	,0007	,0037	,0028	,0016	,0037	,0006	,0007	0,0009
F ⁻	,0072	,0017	,0087	,0063	,0032	,0087	,0080	,0017	0,0148
HPO ₄ ²⁻	1,569	,0007	7,417	3,4476	,0702	7,417	,0038	,0007	0,0128

Таблица 7. Плотность атмосферных выпадений микроэлементов, г/м² год

Месяц	Sr ²⁺	Ba ²⁺	F ⁻	HPO ₄ ²⁻	P
Январь	0,0025	0,0004	0,0068	0,0060	0,0019
Февраль	0,0056	0,0003	0,0044	0,0019	0,0006
Март					
Апрель	0,0004	0,0004	0,0086	0,0004	0,00014
Май	0,0208	0,0025	0,0050	2,4131	0,7792
Июнь	0,0037	0,0037	0,0075	7,4170	2,3959
Июль	0,0036	0,0036	0,0073	7,2357	2,3373
Август	0,0130	0,0016	0,0032	0,0702	0,0228
Сентябрь	0,0026	0,0026	0,0087	0,1018	0,0329
Октябрь	0,0007	0,0007	0,0148	0,0007	0,00023
Ноябрь	0,0008	0,0008	0,0017	0,0008	0,00025
Декабрь	0,0009	0,0009	0,0114	0,0128	0,0041
Среднее	0,0050	0,0016	0,0072	1,5691	0,5068
Минимальное	0,0004	0,0003	0,0017	0,0004	0,0001
Максимальное	0,0208	0,0037	0,0148	7,4170	2,3959
Дождь, ср.	0,0087	0,0028	0,0063	3,4476	1,1136
Снег, ср.	0,0018	0,0006	0,0080	0,0038	0,0012
Дождь/снег	4,8300	4,6667	0,7875	907,263	928,00

Плотность атмосферных выпадений наиболее высока в теплое время года, и соотношение дождь/снег максимально для фосфатов, аммония и магния и уменьшается в ряду: HPO₄²⁻ > NH₄⁺ > Mg²⁺ > SO₄²⁻ > NO₂⁻; Sr²⁺, Ba²⁺, Na⁺ > Ca²⁺ > Cl⁻, HCO₃⁻ > NO₃⁻ > H⁺, F⁻ (рисунок).



Результаты мониторинга показали, что в районе Якутска преобладают слабобокислые – слабощелочные осадки, кислотность которых изменяется в относительно узких пределах (рН 5,48 – 8,62). Очень близка кислотность как жидких, так и твердых осадков: величина рН дождевых вод – 6,70 – 7,22 (среднее 6,85), снеговых – 5,89 – 7,36 (среднее 6,71). Наибольшие отклонения кислотности-щелочности снеговых осадков от средних значений наблюдаются в начале и середине зимнего периода: октябрь – максимальная кислотность (рН = 5,48), декабрь-январь – максимальная щелочность (рН = 7,32 – 7,36). Полученные в Якутске значения величины рН атмосферных выпадений близки к данным по станции Улан-Батор (Монголия).

Повышенные значения величины рН в атмосферных осадках обусловлены высокой концентрацией карбонатов в аэрозолях и атмосферной пыли в долине Туймаада. Изучение атмосферных аэрозолей, проведенное в этом регионе, показало, что содержание карбонатов Са и Mg в атмосферных аэрозолях Центральной Якутии в десятки и сотни раз выше, чем, например, в центральных районах Аляски. Это обусловлено как спецификой геохимии техногенных процессов в районе города Якутска, что приводит к преобладанию карбонатов в атмосферных выбросах, так и повышенной концентрацией карбонатов и галогенов в природных аэрозолях, в связи с особенностями геологического разреза, в котором широко представлены карбонатные и галогенные формации.

По результатам мониторинговых наблюдений проведена оценка величины выпадений химических компонентов с атмосферными осадками.

Ежегодное поступление ионов H^+ из атмосферы на поверхность земли значительно ниже критических нагрузок для лесных и водных экосистем. Наибольшие величины выпадений ионов H^+ – 3,75 и $3,7 \cdot 10^{-4}$ г/м² – наблюдались в июне 2002 г. и октябре 2004 г.

Установлена устойчивая связь величины рН с концентрацией растворимых и пылевых веществ в атмосферных осадках. Переход значений кислотности-щелочности осадков в щелочную область является чутким показателем степени загрязнения атмосферы. Таким же показателем техногенного загрязнения атмосферы может быть отрицательная корреляционная зависимость кислотности-щелочности и величины окислительно-восстановительного потенциала атмосферных вод.

Содержания сульфатов и соединений азота в атмосферных осадках и объемы выпадений серы и азота имеют четкую тенденцию к возрастанию с 2000 г. Плотность атмосферных выпадений на земную поверхность соединений серы в 2004 г. по сравнению с 2000 г. увеличилась на 67%.

Максимальные величины выпадения из атмосферы соединений серы и азота, превышающие соответственно 1,0 г/м² и 2,0 г/м², на станции мониторинга приходятся на теплое время года – июнь – август и обычно превышают экологические нормы (табл. 8). Параметров чрезвычайной экологической ситуации объемы выпадений азота достигли в июне 2004 г.

Наблюдается зависимость экологически неблагоприятных периодов наблюдений от содержания загрязняющих атмосферу веществ и количества атмосферных осадков.

Таблица 8. Экологическая оценка объёма выпадений атмосферных загрязнителей

Параметры	Сера, г/м ² год	Азот, г/м ² год	Углерод, г/м ² год	Ионы водорода, 10 ⁻⁴ г/м ² год
Среднее	0,240	1,820	1,224	0,42
Максимальное	<u>0,875</u>	8,909	5,697	1,47
Экологическая норма	< 0,32	< 0,28	–	< 20
Чрезвычайная экологическая ситуация	> 3,0	> 2,0	–	200–300

В зимнее время года осадков выпадает почти в три раза меньше, чем летом, соответственно и химических компонентов на поверхность земли поступает значительно меньше (табл. 9).

Таблица 9. Корреляционная матрица

	pH	Eh	ЕП	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	NH ₄ ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₂ ⁻	NO ₃ ⁻	Li ⁺	Sr ²⁺	Ba ²⁺	F ⁻	HPO ₄
pH	1																
Eh	-0,641	1															
ЕП	0,634	-0,25	1														
Ca ²⁺	0,133	0,173	0,487	1													
Mg ²⁺	0,488	-0,417	0,127	-0,369	1												
Na ⁺	0,382	-0,388	-0,036	0,086	0,352	1											
NH ₄ ⁻	0,543	-0,392	0,338	-0,370	0,855	0,071	1										
HCO ₃ ⁻	0,613	0,032	0,480	0,404	0,340	0,187	0,374	1									
SO ₄ ²⁻	0,599	-0,402	0,251	-0,247	0,885	0,527	0,854	0,506	1								
Cl ⁻	0,514	-0,558	0,188	0,263	0,558	0,589	0,301	0,347	0,566	1							
NO ₂ ⁻	-0,176	0,413	-0,293	-0,397	0,029	0,033	0,226	-0,060	0,212	-0,457	1						
NO ₃ ⁻	-0,068	-0,115	-0,331	-0,275	-0,282	0,145	-0,243	-0,440	-0,139	-0,004	0,372	1					
Li ⁺	-3,522	-0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	-2 E-16	1				
Sr ²⁺	-0,244	-0,259	-0,353	-0,086	-0,014	0,095	-0,243	-0,094	-0,085	0,340	-0,545	-2 E-02	-1,23 E-16	1			
Ba ²⁺	-3,522	-0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	-2 E-16	1,00 E+00	-1 E-16	1		
F ⁻	-0,433	0,423	-0,154	0,636	-0,432	0,254	-0,511	0,064	-0,269	0,014	0,041	-1 E-01	5,43 E-17	0,167	5,43 E-17	1	
HPO ₄	0,569	-0,313	0,349	-0,359	0,828	-0,002	0,982	0,484	0,829	0,255	0,227	-3 E-01	-3,97 E-17	-0,247	-4 E-17	-0,548	1

ТЕМПЕРАТУРНЫЙ И ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ АРКТИЧЕСКИХ ОЗЕР РАЗЛИЧНОЙ ГЛУБИНЫ НА ПРИМЕРЕ ОЗЕР О. САМОЙЛОВСКОГО, ДЕЛЬТЫ РЕКИ ЛЕНЫ

Шадрина А. А.¹, Федорова И. В.², Голосов С. Д.³, Voike J.⁴

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук
о Земле, г. Санкт-Петербург;

²Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт,
г. Санкт-Петербург;

³Институт озероведения РАН, г. Санкт-Петербург;

⁴Институт им. Альфреда Вегенера, Центр полярных и морских исследований
им. Гельмгольца, г. Потсдам, Германия

Озера в арктическом регионе охватывают значительные территории. Исследование озер мерзлотной зоны помогает объяснять процессы, происходящие в окружающей среде.

В арктической зоне, а значит, в области распространения многолетней мерзлоты, часто происходят термокарстовые процессы, т.е. образование различных провальных и просадочных форм, которые связаны с таянием погребенного льда или протаиванием мерзлых пород [1]. Такие процессы наблюдаются и в озерах – провалы образуют впадины в водоемах, изменение озерных котловин, что приводит к изменению термического режима озер.

Исследование влияния озер различной глубины (от 6 до 15 м) на температурный и ледовый режим выполнено на примере озер дельты р. Лены (о. Самойловский, южная часть дельты) [2] при помощи математической термодинамической модели FLake. Работа с моделью может осуществляться, в частности, с сайта модели www.lakemodel.net, где представлена упрощенная версия модели.

В качестве входной информации для моделирования были использованы метеорологические параметры, измеренные на метеорологической станции «Хабарова / Столб» за период с 2005 по 2014 гг., источник данных www.rp5.ru [3].

Температурный режим озер различной глубины. При помощи модели были выполнены оценки влияния различной глубины озер на температурный режим. Важно понять, какая же глубина термокарстового озера является критичной для формирования стратификации (прямой в летний период и обратной – в зимний), а также насколько снижается температура придонного слоя по сравнению с температурой поверхностного слоя.

На основе расчетов по математической модели FLake выявлены закономерности хода придонной и поверхностной температуры в зависимости от глубины озера. Выявлено, что поверхностная температура поднималась до 20° С, в то время как придонная сильно отличается (в зависимости от глубины). В то же время на малых глубинах (глубина водоема до 6 м) ход поверхностной и придонной температуры воды совпадает. Это свидетельствует о хорошем перемешивании всех слоев толщи воды. С увеличением глубины озера до 15 м уменьшаются значения придонной температуры, происходит весенняя и осенняя конвекция. При глубине водоема 15 м температура придонного слоя воды достигает максимального значения – 6,8° С. Таким образом, с увеличением глубины (от 6 до 15 м) наблюдается уменьшение придонной температуры от 15 до 5° С, происходит укорачивание периода перемешивания водных масс в весенний и осенний периоды.

Ледовый режим озер различной глубины. При помощи модели FLake были сделаны расчеты влияния различных значений глубины озера на возможную толщину льда в зимний период и продолжительность ледостава (рисунок).

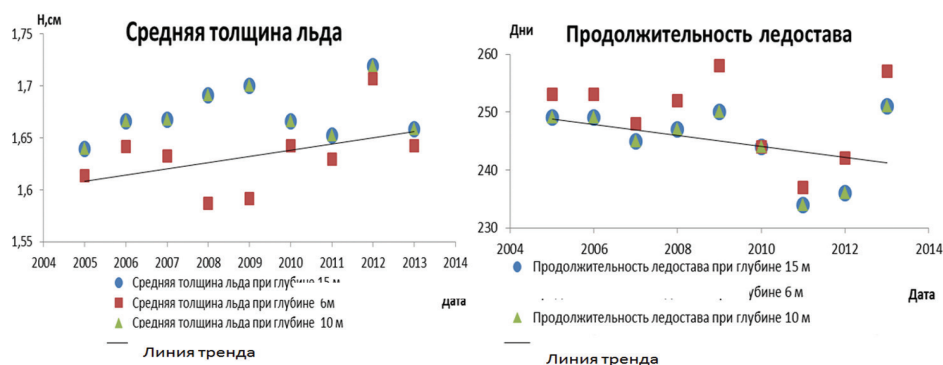


График средней толщины льда и продолжительности ледостава (дни) для озер глубиной 6, 10, 15 м

В целом, разница в толщине льда при глубинах 6, 10 и 15 м составляет 3 – 20 см, а продолжительности ледостава – 3 – 12 дней, т.е. незначительна. На рисунке значения средней толщины льда при глубинах 10 и 15 м совпадают, что говорит о незначительности влияния глубины озера на толщину льда при относительно больших значениях глубины озера. Однако на графике видно, что в 2008 и 2009 гг. разница между значениями средней толщины льда намного больше, в другие же периоды ход значений средней толщины льда повторяется с разницей в несколько сантиметров. Это, возможно, вызвано особенностями конкретного года. Необходимо отметить также наличие положительного тренда увеличения толщины льда за многолетний период.

Продолжительность ледостава при глубине 10 и 15 м совпадает, повторяя ход движения продолжительности ледостава при глубине 6 м. Различия при этом составляют лишь несколько дней. На данном графике присутствует отрицательный тренд за многолетний период (2005 – 2013 гг.), что говорит о большем влиянии погодных условий конкретного года, нежели о климатических изменениях в данном регионе.

Таким образом, на основе выполненных численных экспериментов с использованием термодинамической модели FLake можно сделать вывод о том, что существенными для изменения термических параметров водоема являются глубины более 6 м. Что касается ледового режима, то средняя толщина льда и продолжительность ледостава мало зависят от изменения параметра глубины более 10 м для данного района исследования. Однако заметна тенденция к увеличению толщины льда и сокращению периода ледостава для озер дельты р. Лены.

Список литературы

1. Рычагов, Г. И. Общая геоморфология / Г. И. Рычагов. – М. : Наука (МГУ), 2006.
2. Четверова, А. А. Гидрологические и геохимические особенности современного состояния озер о. Самойловского в дельте реки Лена / А. А. Четверова, И. В. Федорова, Т. М. Потапова [и др.] // Проблемы Арктики и Антарктики. – Санкт-Петербург, 2013 – № 1 (95).
3. Шадрина, А. А. Термический режим озер Арктики / А. А. Шадрина, И. В. Федорова, С. Д. Голосов [и др.] // Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей : труды VIII Международной конференции. – М. : РУДН, 2014. – Т. 1.

СЕКЦИЯ 3

ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА И ЭВОЛЮЦИЯ КРИОЛИТОЗОНЫ. ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ. ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОКРИОЛОГИЯ

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ МОЩНОСТИ И СТРОЕНИЯ ЛЕДНИКОВ (НА ПРИМЕРЕ ЛЕДНИКА Н. АЗАРОВОЙ)

Христофоров И. И., Омельяненко П. А., Литовко А. В.

Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

Георадиолокация, как геофизический метод исследования мерзлых грунтов и горных пород, относится к высокочастотной электроразведке и реализует известный метод отражения электромагнитных волн на неоднородностях исследуемой среды. Основным параметр среды, используемый для описания процессов распространения электромагнитных волн, – комплексная диэлектрическая проницаемость, вещественная часть которой определяет скорость распространения, а мнимая часть – поглощение энергии георадиолокационного сигнала. Для обеспечения наиболее эффективной возможности изучения свойств и строения исследуемой среды применяется импульсная георадиолокация с ограниченной длительностью периодически излучаемого сигнала – видеоимпульсов или сигналов, состоящих из одного или нескольких периодов [1].

Цель представленной работы – проведение комплекса экспериментальных исследований по изучению возможностей применения импульсной георадиолокации для обследования холодных ледников. Для решения поставленной цели выбраны антенны с эффективными частотами 50 МГц, 150 МГц и 400 МГц, перекрывающие диапазон частот с 25 МГц по 600 МГц. Обработка данных производилась на программе GeoScan_32 (ООО «ЛогиС»).

Экспериментальные исследования проведены на леднике Нины Азаровой, находящемся на хр. Кодар, в области современного оледенения. Протягивается он от перевала «Три Жандарма» до верховьев р. Средний Сакукан. Это каровый ледник, его длина составляет 2 км, площадь – около 1 км². Характеризуется резкой продольной асимметрией языка и интенсивным бронированием фронтальной части грубообломочной мореной. Мощность льда не более 100 м. Высота фирновой границы 2200 м. В тыловой закраине ледника и вдоль левого края фиксируются бергшруды шириной по верху 2–3 м, зачастую присыпанные лавинным снегом. Видимая глубина трещин более 5–7 м. Нагорная стенка бывшего кара в вершине ледника в результате кумулятивно-ротационной попятной экзарации оказалась проломленной в соседний трог. По температуре льда у подошвы слоя годовых колебаний, равной $-6,8^{\circ}\text{C}$, относится к очень холодным ледникам. Низкая температура ледника – следствие суровых климатических условий в зоне оледенения. Это приводит к тому, что летняя абляция (уменьшение массы ледника) редко превышает 1,0 – 1,5 м/год. В этих же

районах, но на более низких отметках, наледи мощностью до 4–5 м стаивают за летний период полностью [2, 3].

Измерения проводились с поверхности ледника методом профилирования со скоростью 4 км/ч по поперечным и продольным профилям, которые привязаны к местности при помощи приемника GPS – Garmin 62S. На рис. 1 представлен поперечный леднику георадиолокационный профиль, полученный линейными дипольными антеннами с центральной частотой 50 МГц.

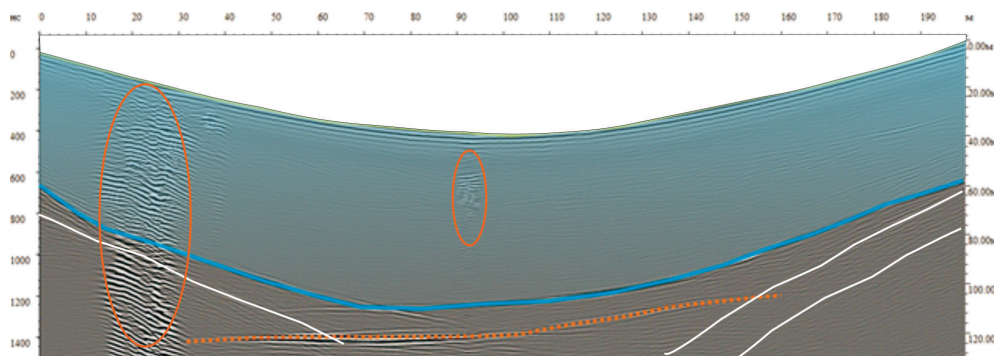


Рис. 1. Георадиолокационный профиль с определением мощности ледника

С левой стороны изображена временная шкала задержки прихода зондирующего импульса, отраженного от глубинных границ ледника в наносекундах. С правой стороны выставлена шкала глубин (в метрах) по диэлектрической проницаемости $\epsilon = 3,2$. Мощность ледника колеблется в пределах 60 – 80 м. Оранжевым пунктиром отмечена область, в которой затруднительно однозначно определить глубины/мощность. Скорее всего, это происходит из-за сложного внутреннего строения с включением большого количества валунов, скальной породы, смешанной со льдом.

Отчетливо видно пересечение профилем нескольких ручьев на отметках 20 – 30 м и 93 м. При профилировании по этим участкам с поверхности сами трещины видны не были, но при этом отчетливо слышалось бурное журчание воды. Глубину трещин в первом случае (на отметках 20 – 30 м от начала профиля) не удалось определить ввиду переотражения зондирующего сигнала по причине большой ширины вертикальной трещины внутри ледника. Но во втором случае на отметке 93 м, с некоторой ошибкой, определена глубина трещины, которая составила от 24 до 32 м с учетом выставленной шкалы по льду. Белыми линиями изображены воздушные помехи, отраженные от восточного и западного склонов.

Ввиду некоторых особенностей данного ледника, в частности из-за наличия больших вертикальных трещин, последствий воздействия ручьев, наличия крупных валунов в восточной части склона как в теле ледника, так и на его поверхности, а также наличия воды на поверхности, не удалось получить результаты с георадиолокаторами с центральной частотой 150 и 400 МГц.

В случае каровых ледников, при наличии высоких склонов горных хребтов, необходимо проводить исследования методом профилирования и ориентацией георадиолокационных антенн, особенно низкочастотных и неэкранированных, перпендикулярно гребню вершин. В этом случае при обработке и интерпретации георадиолокационных данных будет весьма просто идентифицировать воздушные помехи от крутых склонов боковых вершин.

Детальные исследования проведены по подобным поперечным георадиолокационным профилям, равномерно распределенным по поверхности ледника и по продольному профилю, равноудаленному от боковых уступов (рис. 2, а).

Результаты георадиолокационного измерения GPS привязаны, проанализированы и сведены в трехмерную модель ложа ледника (рис. 2, б) с указанием мощности ледника в каждой точке измерений, максимальная зафиксированная мощность ледника – 98,9 м – точка А.

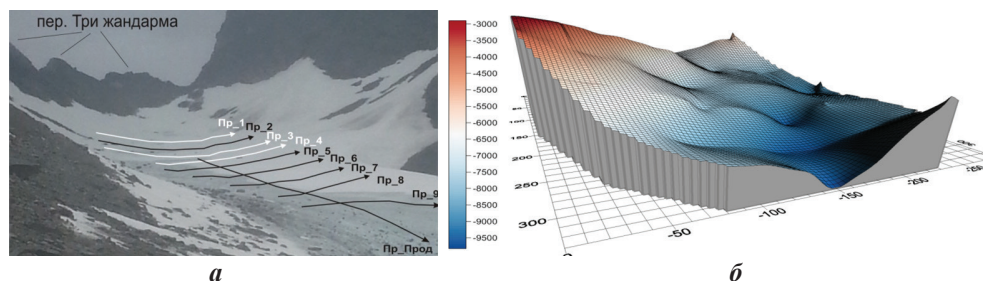


Рис. 2.

а – исследованная часть ледника Н. Азаровой; б – 3D-модель ложа ледника

По данным интерпретации, в толще ледника выделены отдельные структурные особенности, возможно, характеризующие его расслоение вблизи ложа. Зона возможного расслоения прослежена по площади и отмечена профилями 1, 3, 4.

Результаты полученных исследований подтверждают перспективность применения метода георадиолокации для детального изучения холодных ледников.

Список литературы

1. Омеляненко, А. В. Особенности георадиолокации обводненных сред / А. В. Омеляненко, И. И. Христофоров // Горн. информ.-аналит. бюл. – 2012. – № 9. – С. 127–132.
2. Преображенский, В. С. Кодарский ледниковый р-н (Заб.) / В. С. Преображенский. – М., 1960.
3. Малая энциклопедия Забайкалья: Природное наследие / [гл. ред. Р. Ф. Гениатулин]. – Новосибирск : Наука, 2009.

ЛАНДШАФТНАЯ ИНДИКАЦИЯ МЕРЗЛОТНЫХ УСЛОВИЙ ГОРНЫХ СИСТЕМ КРИОЛИТОЗОНЫ ПО СПУТНИКОВЫМ СНИМКАМ

Николаева С. В.

Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

Метод ландшафтной индикации, суть которого состоит в распознавании деципиентных (скрытых) компонентов, свойств ландшафта через физиономические компоненты, является одним из востребованных методов изучения распределения талых и мерзлых горных пород [1]. Данный метод, давно вошедший в практику изучения многолетнемерзлых пород (ММП), позволил ряду исследователей выявить достаточно интересные закономерности развития и

пространственного распределения мерзлотных ландшафтов, а также разработать мерзлотно-ландшафтные и ландшафтно-криоиндикационные карты [2, 3]. В настоящее время метод ландшафтной индикации разработан достаточно хорошо, однако, с развитием современных средств исследований, в частности, спутниковых снимков с многоспектральными сканерами, для метода ландшафтной индикации открываются дополнительные возможности дистанционного распознавания районов распространения талых и мерзлых пород.

Актуальность и новизна настоящей работы заключается в применении в геокриологических исследованиях (в качестве современных методов индикации мерзлотных условий) таких показателей, как радиационная температура (тепловое инфракрасное излучение поверхности), неконтролируемая классификация, применяемая в дифференциации растительного и снежного покровов на поверхности ландшафта, также цифровых моделей высоты, уклона и экспозиции склона. Комплексное использование вышеуказанных методов и цифровых моделей данных LandsatTM/ETM позволяет разграничивать мерзлые и талые породы и впоследствии более детально картографировать геокриологические условия, что важно для повышения информативности мерзлотно-ландшафтных карт и достоверности отображения реальной картины природной дифференциации.

В данной статье приводится разработанная нами методика выявления мерзлых и талых пород с применением спутниковых снимков по шести криоиндикаторам, таким как высота местности, уклон и экспозиция рельефа, снежный и растительный покровы, а также радиационная температура.

Данная методика подходит для исследования криолитозоны в горных районах с расчлененным рельефом. Ввиду этого в качестве района исследования были выбраны участки Южной Якутии – Эльконский горный массив и Олекмо-Чарское плоскогорье (переходная зона от Лено-Алданского плато к Олекмо-Чарскому плоскогорью).

Впервые по предложенной методике исследование проводилось нами в районе Эльконского горного массива, расположенного в северной части Алданского щита. Административно это территория Алданского района Республики Саха (Якутия), в 10 – 70 км южнее г. Томмота, имеет следующие координаты: 58°24' – 58°48' с.ш.; 125°45' – 126°36' в.д.

Ландшафтная структура Эльконского горста представлена четырьмя типами местности: плоскогорно-привершинного, горно-привершинного, горно-склонового и горно-долинного [4]. Каждый тип местности имеет один или несколько сходных типов растительных сообществ. Так, для плоскогорно-привершинной местности характерны три типа ландшафта: подгольцовый – на ММП сплошного распространения, горно-редколесный – на ММП прерывистого распространения и среднетаежный – на ММП островного распространения. Горно-привершинный тип местности представлен подгольцовым ландшафтом на сплошных ММП, горно-склоновый тип местности, который включает крутые склоны долин рек, склоны плоскогорий и долин рек средней крутизны, – горно-редколесным и среднетаежным типами ландшафтов с прерывистыми ММП, горно-долинный тип местности – интразональным долинным среднетаежным на прерывистых ММП с подрусловыми таликами.

Дистанционное исследование территории осуществлялось по космическим снимкам LandsatTM/ETM. Пространственное разрешение снимка – 30 м. В качестве наиболее репрезентативного снимка, в большей степени отображающего ландшафтную дифференциацию, был выбран августовский снимок. Для расчета относительной мощности снежного покрова был использован майский снимок. Изучение ландшафтной структуры исследуемой территории основывалось на классификационных построениях Мерзлотно-ландшафтной карты Якутской АССР масштаба 1:2 500 000 [3].

Для привязки данных дистанционного зондирования нами были использованы материалы мерзлотно-геотермических исследований лаборатории геотермии Института мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, проводимые на ключевых участках Эльконского горста с 2007 г. по настоящее время.

Радиационная температура (тепловое инфракрасное излучение поверхности) по каналу 6 Landsat рассчитывалась автоматически в программе ArcGis 10.1 по алгоритму, указанному на официальном сайте GISLAB. Для исследуемой территории были получены пределы радиационной температуры – от 9 до 26° С. Относительная мощность снежного покрова автоматически рассчитывалась по методу неконтролируемой классификации по программе ArcGis 10.1 с помощью модуля SpatialAnalyst по разработанному алгоритму (сайт «ArcGISResources»), на основе комбинации каналов 4-3-2 Landsat 2005 г. Дифференциация растительности также автоматически рассчитывалась по методу неконтролируемой классификации на основе комбинации 4-5-3 снимка LandsatTM 2009 г. С помощью данной классификации отчетливо выделяются типы растительных сообществ, а также их распределение по уровням и экспозициям склонов.

Исследование проводилось в 3 этапа. На начальном этапе делался анализ скважин из базы данных лаборатории геотермии ИМЗ СО РАН с целью определения мерзлотных условий территории. Так, было проанализировано около 50 скважин. В 30 из них были зафиксированы немерзлые (талые) породы, а в 15 – мерзлые. Выделенные скважины четко отражают мерзлотные условия территории ввиду того, что глубина этих скважин достигает подошвы слоя годовых колебаний температуры.

На втором этапе исследования составлялись ландшафтно-корреляционные таблицы отдельно для мерзлых и талых пород. Таблицы создавались для установления корреляционных межкомпонентных связей и интегрального анализа между фактическими данными и данными космических снимков Landsat.

После анализа ландшафтно-корреляционных таблиц составлялись алгоритмы выделения характерных черт мерзлых и талых пород, горных пород около 0° С. Данный алгоритм представляет собой синтез ландшафтной версии и автоматического дешифрирования.

На основе вышеприведенных алгоритмов, с применением программ ARC/INFO (ArcGis 10.1), нами была составлена крупномасштабная мерзлотно-ландшафтная карта Эльконского горста масштаба 1:100 000. В ее основе заложена разработанная в Институте мерзлотоведения СО РАН методика картографирования мерзлотных ландшафтов [5].

По данной методике в данный момент ведется исследование в районе Олекмо-Чарского плоскогорья (переходная зона от Лено-Алданского плато к Олекмо-Чарскому плоскогорью).

Список литературы

1. Клюев, П. И. Ландшафтные индикаторы геокриологических условий болотных массивов центральной части Западной Сибири / П. И. Клюев, З. В. Чуфистова // Инженерно-геологические и геокриологические исследования в Западной Сибири. – М. : Стройиздат, 1987. – С. 27–31.
2. Карта природных комплексов севера Западной Сибири для целей геокриологического прогноза и планирования природоохранных мероприятий при массовом строительстве. М-б 1:1 000 000 / [отв. ред. Е. С. Мельников, Н. Г. Москаленко]. – М. : Госгеодезия СССР, 1992. – 6 л.
3. Мерзлотно-ландшафтная карта Якутской АССР. Масштаб 1:2 500 000 / [гл. ред. П. И. Мельников]. – М. : ГУГК, 1991. – 2 л.
4. Мерзлотные ландшафты Якутии (Пояснительная записка к «Мерзлотно-ландшафтной карте Якутской АССР масштаба 1:2 500 000») / А. Н. Федоров, Т. А. Ботулу, С. П. Варламов [и др.]. – Новосибирск : ГУГК, 1989. – 170 с.
5. Федоров, А. Н. Мерзлотные ландшафты Якутии: методика выделения и вопросы картографирования / А. Н. Федоров. – Якутск : Ин-т мерзлотоведения СО РАН СССР, 1991. – 140 с.

МОДЕЛИРОВАНИЕ РОЛИ НАРАСТАЮЩИХ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ В ФОРМИРОВАНИИ ТЕРМОКАРСТОВЫХ ОЗЕР НА ГРАНИЦЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА И В СОВРЕМЕННОМ КЛИМАТЕ

Юрова А. Ю.¹, Степаненко В. М.²

¹Научный фонд «Нансен центр»; ²НИВЦ МГУ

В последнем докладе МГЭИК [1] описывается высокая степень неопределенности, связанная с оценкой возможности оттаивания мерзлых плейстоценовых и голоценовых отложений при повышении температуры воздуха. В геокриологической литературе активно обсуждается тот факт, что слой мерзлоты в ледовом комплексе с высотой льдистостью, способный реагировать на климатические изменения, находится под слоем растительности (включая мхи) и органических горизонтов почв, изолирующих его и делающих устойчивым к повышению температуры воздуха. Таким образом, оттаивание мерзлоты может проходить лишь в относительно короткие промежутки времени, когда растительный и почвенный покровы нарушены, например, в результате пожаров. Кроме того, отмечается, что оттаиванию мерзлоты способствует увеличение влагосодержания деятельного слоя. С избыточной влагой в деятельном слое связан процесс термокарста, который может приводить к развитию термокарстовых озер. Под ними формируются талики, где действительно происходит оттаивание вечной мерзлоты. Формирование термокарстовых озер в Якутии имело место на границе плейстоцена и голоцена и, возможно, активизировалось в период голоценового оптимума. В данной работе мы попытаемся выявить основные климатические факторы, а также факторы, связанные с резкой сменой растительного покрова, способствующие развитию термокарста. Нашей рабочей гипотезой является точка зрения, что основным фактором его развития может быть либо нарастание осадков, либо уменьшение испарения (например, при уничтожении лесов при пожарах). Эта

точка зрения высказывалась и ранее. Так, Мухин [2] утверждает, что особенную интенсивность процесса термокарста в раннем межледниковье следует связывать с более высокими температурами [3, 4], и говорит о ведущей роли увлажненности территории через отепляющее воздействие воды, скапливающейся в понижениях. Для выделения роли отдельных факторов (температуры, осадков и испарения) в динамике развития термокарстовых озер может с успехом применяться метод математического моделирования тепло- и влагопереноса в почве. Основанный на решении задачи Стефана и уравнении Ричардса он может быть реализован на базе современных моделей теплопереноса в почве. В нашей работе применяется модель ИВМ РАН [5] с использованием параметров растительности из модели динамики растительного покрова LPJ-WhyMe [6]. С помощью созданной системы моделирования удалось исследовать комплекс взаимодействий между гидрологическим и тепловым режимом мерзлоты, с одной стороны, и контролирующими их свойствами растительности и органических горизонтов почвы, определяемых сукцессионной стадией, с другой. Особенности сукцессионных смен растительности, характерные для лиственничных лесов Восточной Сибири, были исследованы в рамках модели динамики растительного покрова LPJ-WhyMe впервые в контексте их воздействия на режим многолетнемерзлых пород. Было оценено, при каких температурах воздуха (и поверхности) возможно сохранение многолетнемерзлых пород с заданной льдистостью при условиях, что растительность находится на той или иной стадии сукцессии. Такие оценки были проведены для лиственничных лесов, подстилаемых ледовым комплексом. Было также оценено, при каких температурах может происходить таяние многолетнемерзлых пород с заданной льдистостью, при условии накопления избыточной влаги в почве. Такое накопление влаги, при учете топографии и возможной просадки грунта, связывалось с атмосферными осадками и со свойствами растительности транспирировать влагу на определенной сукцессионной стадии.

Список литературы

1. Ciais, P. Carbon and Other Biogeochemical Cycles / P. Ciais, C. Sabine, G. Bala [et al.] // Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. – Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. – 2013.
2. Мухин, Н. И. Особенности возникновения и развития термокарстовых озер на территории Яно-Индибирской низменности / Н. И. Мухин // Озера криолитозоны Сибири. – Новосибирск : Наука, 1974. – С. 39–53.
3. Качурин, С. П. Термокарст на территории СССР / С. П. Качурин. – М. : Изд-во АН СССР, 1961. – 291 с.
4. Романовский, Н. Н. Эрозионно-термокарстовые котловины на севере Приморских низменностей Якутии и Новосибирских островах / Н. Н. Романовский // Мерзлотные исследования. – М. : Изд-во МГУ, 1961. – Вып. 1.
5. Володин, Е. М. Параметризация процессов тепло- и влагообмена в системе растительность – почва для моделирования общей циркуляции атмосферы. 1. Описание и расчеты с использованием локальных данных наблюдений / Е. М. Володин и В. Н. Лыкосов // Известия АН. Физика атмосферы и океана. – 1998. – 34 (4). – С. 453–465.
6. Wania, R., Ross, I. & Prentice, I. C. 2010 Implementation and evaluation of a new methane model within a dynamic global vegetation model: LPJ-WHyMe v1.3.1. Geosci. Model Dev. 3, p. 565–584. (doi:10.5194/gmd-3-565-2010).

КАМЕННЫЙ ГЛЕТЧЕР В ВЕРХОВЬЯХ РЕКИ БУРГАЛИ (ХРЕБЕТ СУНТАР-ХАЯТА)

Лыткин В. М.

Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

Под каменными глетчерами понимаются стратифицированные (слоистые) сцементированные конжеляционным льдом грубообломочные образования, имеющие вид языков, лопастей и террасовидных шлейфов со слабонаклонной поверхностью и крутым фронтальным уступом, способные к монолитному пластическому течению путем деформации содержащегося в них льда [1]. Они широко распространены в горных областях Европы, Северной и Южной Америки, Центральной Азии [2]. Закономерности строения, генезиса и географии каменных глетчеров в ряде горных районов России рассмотрены в работах А. П. Горбунова [3, 4], А. А. Галанина [5, 6] и других исследователей. Вместе с тем исследователи указывают, что многие районы Северо-Восточной Азии продолжают оставаться неизученными. Несмотря на то, что морфоклиматические условия этих районов, в целом, благоприятны для формирования каменных глетчеров, информация об их местонахождениях отсутствует.

Слабая изученность каменных глетчеров на Северо-Востоке Азии объясняется и тем, что общие теоретические представления о них как независимом морфогенетическом типе, а также геоморфологические и дешифровочные дистанционные признаки были сформулированы относительно недавно – в 1970 – 1980 гг. Многие исследователи вплоть до настоящего времени ошибочно идентифицируют их как нагорные коллювиальные террасы, обвалы и другие образования. Так, в ходе детального изучения современного оледенения хр. Сунтар-Хаята широко распространенные в перигляциальном поясе каменные глетчеры идентифицировались по-разному. В работе М. М. Корейши [7] каменный глетчер был принят за коллювиальную террасу, Н. А. Граве [8] идентифицировал его как псевдотеррасу, а И. А. Некрасов [9] полагал, что это обвальное-моренный комплекс, осложненный склоновыми отложениями.

Таким образом, на территории хр. Сунтар-Хаята до настоящего времени каменные глетчеры были неизвестны, несмотря на ранее проведенные комплексные исследования по программе Международного геофизического года в 1960-х годах, которые затрагивали вопросы современного оледенения и криолитозоны [7–9].

В период проведения полевых работ в 2012 г. в 6 км ниже края современных ледников, на правом берегу р. Бургали, был обнаружен каменный глетчер (рис. 1). Четко выраженные геоморфологические признаки, элементы строения и значительные размеры объекта позволяют отнести его к присклоновому полилопастному каменному глетчеру. Обнаруженный каменный глетчер расположен под крутым склоном с множеством лавинно-осыпных конусов северо-западной экспозиции в борту троговой долины. Абсолютная отметка основания фронтального уступа лежит в пределах 1780 – 1820 м. н.у.м. Фронтальный откос каменного глетчера весьма активный, имеет крутизну около 50 – 55° и высоту до 70 м. Длина глетчера около 200 м, ширина 1800 м, площадь составляет около 1,4 км².



Рис. 1. Присклоновый полилопастный каменный глетчер в долине р. Бургали

Каменный глетчер состоит из 5 слившихся лопастей разного размера. Бровка каменного глетчера извилистая, что объясняется неодинаковыми скоростями движения отдельных лопастей. С поверхности каменный глетчер сложен угловатым щебнем и крупными глыбами алевролитов, глинистых сланцев, аргиллитов, единичными обломками гранитоидов и туфов. Поверхность имеет бугристо-ямчатый микрорельеф и разбита множеством разнонаправленных глубоких трещин (рис. 2). Растительный покров на поверхности образован куртинами накипных лишайников и мхов. На поверхностных обломках широко распространены накипные лишайники, в том числе популяции космополитного вида *Rhizocarpon* sp., особи которого достигают в диаметре 140 – 150 мм.

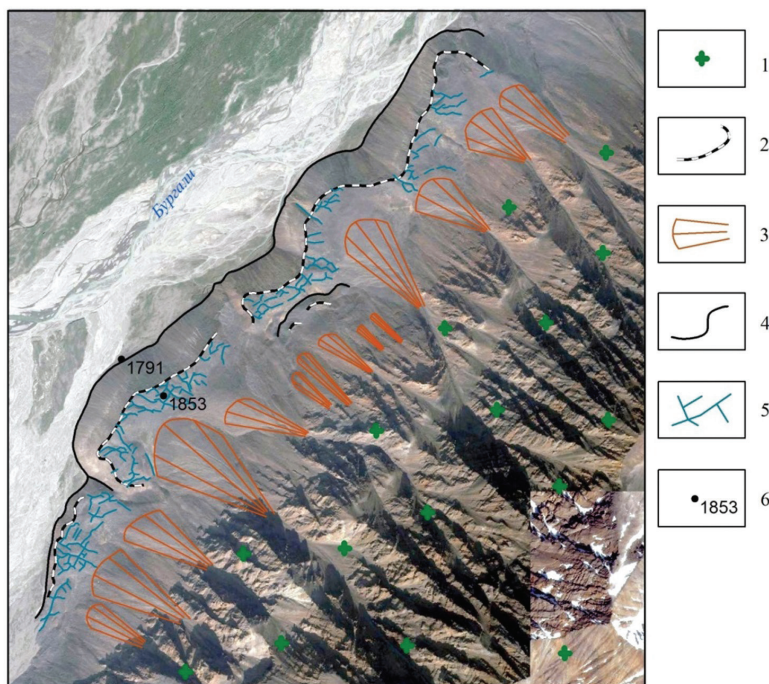


Рис. 2. Присклоновый полилопастный каменный глетчер в долине р. Бургали: 1 – крутой скалистый склон; 2 – бровка каменного глетчера; 3 – лавинно-осыпные конусы; 4 – основание фронтального уступа; 5 – трещины; 6 – абсолютные отметки, м

Фронтальный откос каменного глетчера очень подвижный и имеет осыпной характер. Почвенно-растительный покров здесь отсутствует. На неактивных участках фронтального откоса встречаются изолированные популяции *Rhizocarpus* sp., особи которых достигают 2-3 см в диаметре.

Каменные глетчеры хр. Сунтар-Хаята остаются наименее исследованным образованием горной криолитозоны. Они свидетельствуют о климатических изменениях и смещении высотной поясности. Изучение этих объектов позволяет более объективно реконструировать генезис горной криолитозоны, в целом, и прогнозировать климатические изменения в высокогорьях Сибири.

Проект выполнен при поддержке гранта РФФИ 14-05-00435 А.

Список литературы

1. Галанин, А. А. Каменные глетчеры: вопросы терминологии и классификации / А. А. Галанин // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2010. – № 4. – С. 2–11.
2. Barsch, D. Rockglaciers: Indicators for the Present and Former Geocology in High Mountain Environments / D. Barsch. – Berlin : Springer-Verlag, 1996. – 331 p.
3. Горбунов, А. П. Каменные глетчеры гор Средней Азии / А. П. Горбунов, С. Н. Титков. – Якутск : Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1989. – 164 с.
4. Горбунов, А. П. Каменные глетчеры Азиатской России / А. П. Горбунов // Криосфера Земли. – 2006. – Т. X, № 1. – С. 22–28.
5. Галанин, А. А. Каменные глетчеры Северо-Востока России / А. А. Галанин, О. Ю. Глушкова // МГИ. – 2005. – Т. 98. – С. 30–43.
6. Галанин, А. А. Каменные глетчеры Северо-Востока Азии: картографирование и географический анализ / А. А. Галанин // Криосфера Земли. – 2009. – Т. XII, № 4. – С. 49–61.
7. Корейша, М. М. Современное оледенение хребта Сунтар-Хаята / М. М. Корейша // Гляциология. – М. : Изд-во АН СССР, 1963. – № 11. – 169 с.
8. Граве, Н. А. Промерзание земной поверхности и оледенения хребта Сунтар-Хаята (Восточная Якутия) / Н. А. Граве, М. К. Гаврилова, Г. Ф. Гравис [и др.] // Результаты исследований по программе ММГ. Гляциология. – М. : Издательство АН СССР, 1964. – № 14. – 140 с.
9. Некрасов, И. А. Последнее оледенение и криолитозона Южного Верхоянья / И. А. Некрасов, Е. В. Максимов, И. В. Климовский. – Якутск : Якут. кн. изд-во, 1973. – 151 с.

ОСОБЕННОСТИ МЕЖГОДОВЫХ ВАРИАЦИЙ ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ МЕРЗЛОТНОГО РЕГИОНА В 23-М ЦИКЛЕ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ

Томшин О. А., Соловьев В. С.

*Институт космических исследований и аэронавтики им. Ю. Г. Шафера
СО РАН, г. Якутск*

Введение

Лесные пожары (ЛП) являются важным природным фактором, оказывающим существенное влияние на процессы в лесных экосистемах [1–3]. Значительное снижение альбедо поверхности на горячих нарушает температурный

режим почв мерзлотного региона и может привести к таянию вечномёрзлых грунтов и, соответственно, к выбросам большого количества содержащихся в ней парниковых газов (CO_2 , CH_4).

В результате ЛП в атмосферу попадает огромное количество продуктов горения – различных газов, аэрозольных и сажевых частиц, играющих важную роль в температурном балансе атмосферы за счёт их способности как отражать, так и поглощать поступающее солнечное излучение. Помимо этого, аэрозольные частицы могут выступать в качестве ядер конденсации облачности, оказывая тем самым дополнительное влияние на температурный режим атмосферы. Исследованиям влияния крупномасштабных лесных пожаров в зоне вечной мерзлоты на распределение атмосферных аэрозолей, состав атмосферы посвящены публикации [4–6].

В работе представлены результаты анализа межгодовых вариаций лесных пожаров мерзлотного региона в 23-м 11-летнем цикле солнечной активности.

Данные дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) позволяют с высоким пространственным и временным разрешением осуществлять оперативный лесопожарный мониторинг на обширных территориях. В данной работе использовались данные радиометров MODIS/(Aqua, Terra) и AVHRR/NOAA (<http://lgi.usp.ru>): данные приборов AVHRR получены на приёмной станции СканЭкс (г. Якутск), материалы MODIS взяты из открытых источников Центра космических полётов им. Р. Годдарда НАСА [7].

Обсуждение результатов

На рис. 1 представлен график межгодовых вариаций количества «пожарных» пикселей ($N_{\text{пож}}$, красная линия), обнаруженных на территории Якутии, и уровень солнечной активности в числах Вольфа (W , чёрная линия). Кривая $N_{\text{пож}}$ имеет два хорошо выраженных максимума лесопожарной активности: первый приходится на 2002 г., второй – на 2012 – 2014 гг. Между максимумами расположен относительно спокойный период (2003 – 2011 гг.), характеризующийся невысокими значениями $N_{\text{пож}}$. Схожим образом ведёт себя кривая W – первая фаза максимума (2001 – 2002 гг.) сменяется длительным спадом, продлившимся до 2009 г., после чего начинается рост значений, ведущий ко второму максимуму в 2014 г. Следует отметить, что 23-й цикл солнечной активности отличился беспрецедентной длительностью фазы минимума, в ходе которой как Солнце, так и гелиосфера достигли рекордно низких значений по основным параметрам.

Расчёт выбросов продуктов горения от лесных пожаров в Якутии показал, что в течение пожароопасных годов, приходящихся на максимумы солнечной активности, в атмосферу в среднем выбрасывается $\sim 5,5$ Мт CO , ~ 100 Мт CO_2 , $\sim 0,3$ Мт CH_4 , что составляет $\sim 1\%$ общемировых выбросов от природных пожаров. В годы минимума пожарной активности среднее количество выбросов примерно в 5 раз меньше и составляет $\sim 0,2\%$ общемировых.

На рис. 2 представлена карта распределения значений коэффициента корреляции между числом «пожарных» пикселей и числами Вольфа. Цветовой шкалой на карте показаны значения коэффициента корреляции R .

Из рисунка видно, что на территории Восточной Сибири наблюдается обширная зона положительной корреляции, с наивысшими значениями в

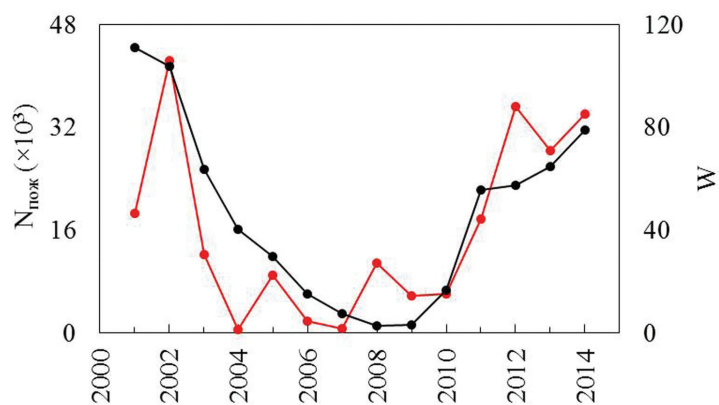


Рис. 1. Межгодовые вариации количества «пожарных» пикселей ($N_{\text{пож}}$), обнаруженных на территории Якутии и числа Вольфа (W)

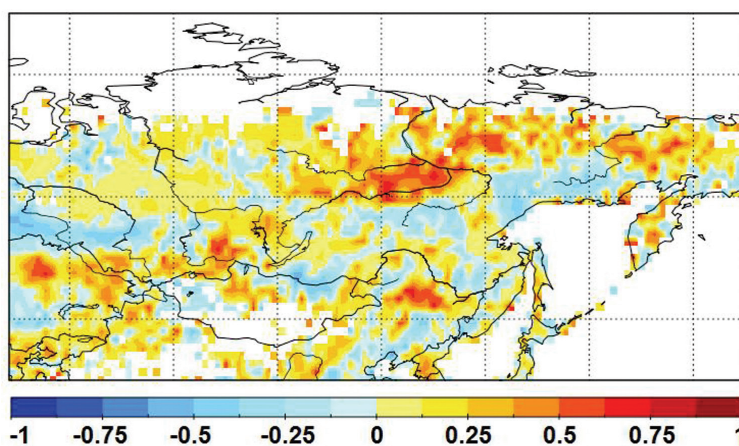


Рис. 2 Карта распределения значений коэффициента корреляции между числом «пожарных» пикселей и числами Вольфа

Центральной Якутии ($R = 0,7$), на северо-востоке Якутии и Чукотского АО ($R = 0,6$). Относительно высокие значения R также наблюдаются и в других регионах, расположенных южнее, но размер таких областей значительно меньше.

Закключение

По данным ДЗЗ, проведён анализ лесопожарной активности за период 2001 – 2014 гг. Проанализирована карта распределения коэффициентов корреляции между уровнем ЛП и солнечной активностью.

За рассматриваемый период, на фоне 23-го и начала 24-го циклов солнечной активности, наблюдается хорошее согласие между уровнем пирогенной активности на северо-востоке Сибири и солнечной активностью, в то время как для других территорий Сибири подобное согласие отсутствует.

В годы максимума лесопожарной активности, приходящиеся на фазы максимума солнечной активности (2002, 2012 – 2014 гг.), выбросы (CO , CO_2 , CH_4) от лесных пожаров в Якутии составили $\sim 1\%$ общемировых выбросов от природных пожаров. Выбросы продуктов горения в годы минимума солнечной активности примерно в 5 раз меньше и составляют $\sim 0,2\%$ общемировых.

Список литературы

1. Щербаков, И. П. Лесные пожары в Якутии и их влияние на природу леса / И. П. Щербаков [и др.]; [отв. ред. И. П. Щербаков]. – Новосибирск : Наука, 1979. – 226 с.
2. Соловьев, В. С. Дистанционный мониторинг лесных пожаров и гроз в Якутии / В. С. Соловьев, В. И. Козлов, В. А. Муллаяров; [отв. ред. С. И. Соловьев]; ИКФИА СО РАН. – Якутск : Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2009. – 108 с.
3. Швиденко, А. З. Влияние природных пожаров в России 1998-2010 гг. на экосистемы и глобальный углеродный бюджет / А. З. Швиденко, Д. Г. Щепаченко, Е. А. Ваганов [и др.] // Доклады академии наук. – 2011. – Т. 441, № 4. – С. 544–548.
4. Соловьев, В. С. Возмущения аэрозольной оптической толщины атмосферы, вызванные лесными пожарами в Якутии / В. С. Соловьев, А. А. Будищев // Оптика атмосферы и океана. – 2010. – Т. 23, № 7. – С. 626–629.
5. Томшин, О. А. Исследование вариаций атмосферного аэрозоля и угарного газа в области лесных пожаров / О. А. Томшин, А. В. Протопопов, В. С. Соловьев // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2012. – Т. 9, № 1. – С. 145–150.
6. Tomshin, O. A. The impact of large-scale forest fires on atmospheric aerosol characteristics / O. A. Tomshin, V. S. Solovyev // International Journal of Remote Sensing. – 2014. – V. 35, № 15. – P. 5742–5749.
7. Acker, J. G. Online Analysis Enhances Use of NASA Earth Science Data / J. G. Acker, G. Leptoukh // Eos, Transactions AGU. – 2007. – V. 88, № 2. – P. 14–17.

ВЫСОТНАЯ ПОЯСНОСТЬ МНОГОЛЕТНЕМЁРЗЛОЙ ТОЛЩИ КУРАЙСКОГО ХРЕБТА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ) ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРОТОМОГРАФИИ

Лапковская А. А., Оленченко В. В.

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск

Распределение многолетнемёрзлых пород (ММП) подчиняется основным географическим закономерностям – широтной зональности и высотной поясности [1]. При этом изменения строения и свойств ММП в широтном направлении происходят на протяжении сотен километров. В горной местности природные условия значительно изменяются с высотой на небольших расстояниях, что даёт возможность проследить различные особенности строения многолетнемёрзлой толщи (ММТ) на сравнительно небольшой территории. Таким образом, горные системы являются удобным объектом для изучения ММП и влияния глобальных климатических изменений на их морфологию и свойства [2]. В России горная мерзлота распространена в Кавказских горах и на территории Алтае-Саянской горной страны.

Изучение строения ММТ в горной местности осложнено большими трудностями, а иногда и невозможностью бурения скважин и проходки шурфов. При этом использование геофизических методов позволяет дистанционно решать широкий круг геокриологических задач.

Нами проведены геофизические исследования методом электротомографии на южном склоне Курайского хребта (Горный Алтай). В задачи исследований

входило изучение зависимости морфологии многолетнемёрзлой толщи от абсолютной высоты, а именно определение мощности ММТ, глубины сезонного оттаивания и изменение характера распространения.

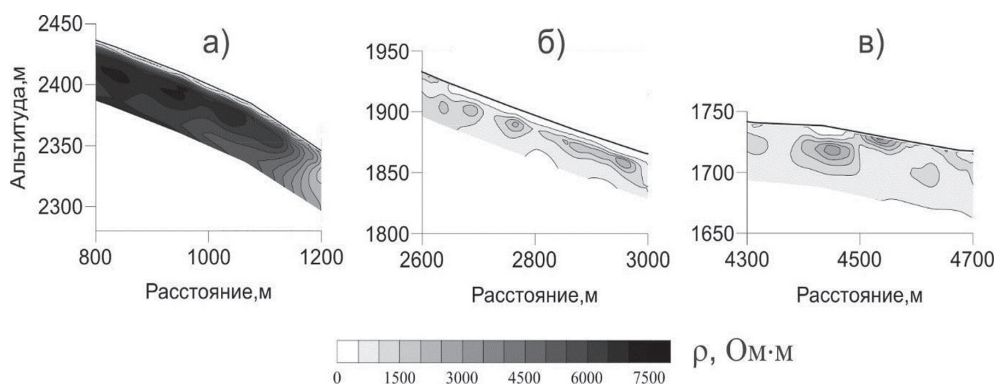
Для изучения влияния высотной поясности на строение высокогорной многолетнемёрзлой толщи нами был выбран участок с минимальным количеством локальных факторов, влияющих на морфологию ММТ, что должно было облегчить геологическую интерпретацию геофизических данных. Участок исследований расположен в Кош-Агачском районе Республики Горный Алтай, в 8 км к северо-западу от пос. Курай, на южном склоне Курайского хребта. Этот склон отличается сравнительно выдержанной экспозицией и отсутствием леса, что минимизирует влияние растительного покрова на строение ММТ. Вдоль склона хребта развита Курайская зона разломов. Нижняя отметка абсолютной высоты исследуемого участка составляет 1705 м, верхняя – 2583 м. Значительное превышение в высоте (878 м) дает возможность изучить влияние высотной поясности на распределение многолетнемёрзлых пород.

Исследования выполнялись с помощью современной модификации метода вертикальных электрических зондирований – электротомографии [3]. Для измерений применялась многоэлектродная электроразведочная станция «Скала-48» [3]. Также были проведены измерения температуры приповерхностной части разреза на глубине 0,5 м на трёх высотных уровнях (1830, 2405 и 2795 м). Логгерные датчики температуры были настроены на измерения температуры среды каждые 4 часа. Температура измерялась в течение года, данные термометрии использовались для оценки изменения среднегодовых температур в зависимости от высоты.

В результате интерпретации данных электротомографии было установлено следующее.

На высоте 2300 – 2430 м на геоэлектрическом разрезе практически отсутствуют низкоомные породы, и лишь тонким низкоомным горизонтом в верхней части разреза выделяется сезонноталый слой. УЭС пород достигает 10000 Ом·м (рисунок, а). Здесь выделяется зона сплошного распространения ММТ.

На участке профиля на высоте 2000 – 2300 м возрастает доля низкоомных пород (пород с сопротивлениями менее 3000 Ом·м), слой высокого сопротивления, интерпретируемый как ММТ, приобретает строение прерывистого характера. Здесь развита мерзлота прерывистого типа (рисунок, б).



Геоэлектрические разрезы склона Курайского хребта на разных высотных уровнях.
 Типы разрезов: а – сплошной, б – прерывистый, в – островной

У подножия хребта в интервале высот 1720 – 1830 м на геоэлектрическом разрезе выделяются локальные аномалии высокого УЭС. Здесь многолетне-мёрзлая толща имеет островной характер распространения (рисунок, в).

Анализ термометрических данных показал, что у подножия Курайского хребта на высоте 1830 м среднегодовая температура составляет +2,79° С. При этом сумма положительных температур почти вдвое превышает сумму отрицательных температур. Такие условия не способствуют формированию толщи многолетне-мёрзлых пород. Тем не менее у подножия хребта в разрезе на глубине около 6 м выявлен слой высокого (1200 – 3000 Ом·м) удельного электрического сопротивления, интерпретируемый как ММП. То есть мерзлота, присутствующая в Курайской впадине у подножия хребта, сформировалась в прошлые эпохи похолоданий и является реликтовой. Очевидно, что современные климатические условия будут способствовать деградации многолетне-мерзлой толщи.

Нулевая среднегодовая температура грунтов верхней части разреза начинается примерно с высоты около 2400 м над уровнем моря. Здесь среднегодовая температура на глубине 0,5 м близка к 0° С (+0,14° С). На этой же высоте отмечается резкое увеличение УЭС многолетне-мёрзлой толщи до 7000 – 10000 Ом·м (см. рисунок, а) и переход от прерывистого характера распространения ММП к сплошному.

Таким образом, в результате исследований установлено, что с ростом высоты над уровнем моря на геоэлектрических разрезах прослеживается увеличение УЭС высокоомного опорного горизонта, интерпретируемого как ММП, и возрастание его мощности и сплошности. Кроме этого, с ростом высоты наблюдается уменьшение мощности приповерхностного горизонта низкого УЭС, ассоциирующегося с сезонноталым слоем.

Список литературы

1. Шац, М. М. Геокриологические условия Алтае-Саянской горной страны / М. М. Шац. – Новосибирск : Наука, 1978. – 103 с.
2. Северский, Э. В. Влияние локальных факторов на распространение толщи мерзлых пород перевала Жосалыкезень (Северный Тянь-Шань) / Э. В. Северский, В. В. Оленченко, А. П. Горбунов // Криосфера Земли. – 2014. – Т. XVIII, № 4. – С. 13–22.
3. Электротомография: аппаратура, методика и опыт применения / Е. В. Балков, Г. Л. Панин, Ю. А. Манштейн [и др.] [Электронный ресурс]. – Режим доступа : <http://www.nemfis.ru/pdf/etom.pdf>. – Загл. с экрана. – Яз. рус.

ВОЗМОЖНОСТЬ ПРИМЕНЕНИЯ СИСТЕМ ТЕРМОСТАБИЛИЗАЦИИ ГРУНТОВ В СТРОИТЕЛЬСТВЕ

Ибрагимов Э. В.
ООО «НПО «Север»

Рост температуры мерзлых грунтов и уменьшение их несущей способности представляют серьезную угрозу для зданий и сооружений. Многие из них построены на свайных фундаментах, используют многолетне-мерзлый грунт в

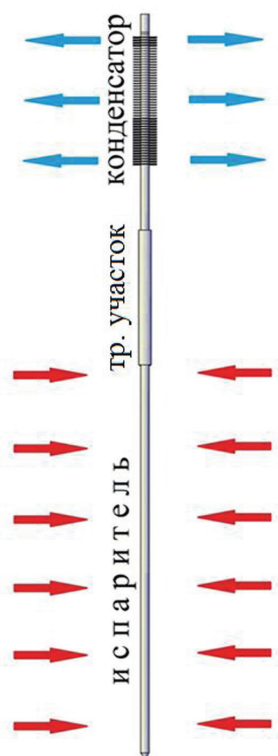


Рис. 1. Термостабилизатор грунта

качестве оснований и рассчитаны на эксплуатацию в определенных температурных условиях. Исследования показали, что при оттаивании мерзлых грунтов изменяются их физико-механические свойства (объемный вес, влажность, пористость, адгезия к сваям-основаниям), что в конечном счете уменьшает несущую способность фундаментов, приводя к повреждению построенных на них сооружений. При пересадке фундаментов на сваи их боковая поверхность в ходе оттаивания будет загружаться силами отрицательного трения. По мере оттаивания величина этих сил будет расти, а несущая способность свай, остающихся в еще не оттаявшем грунте, снижаться. Это будет вести к осадкам, что часто наблюдается на реальных объектах, построенных на свайных фундаментах при поверхностном оттаивании, особенно если длина свай небольшая.

Для повышения несущей способности оснований и фундаментов требуется разработка целого комплекса мероприятий. Эффективным способом поддержания или усиления мерзлого состояния грунта в основаниях сооружений является использование низких температур наружного воздуха с помощью парожидкостных термосифонов, называемых термостабилизаторами (рис. 1).

При возведении зданий и сооружений, в том числе и резервуаров с проектным решением полов по грунту и необходимостью искусственного закрепления грунтов в условиях Крайнего Севера и вечной мерзлоты, применяют горизонтальную систему термостабилизации грунтов. Она состоит из отдельных термостабилизаторов, длина и количество которых подбирается в зависимости от габаритов здания или сооружения, а также определяется на основании расчетов теплофизических свойств грунтов. По расчетам находится шаг расположения термостабилизаторов и, если есть необходимость, корректируется для предотвращения помех при укладке от несущих конструкций сооружений и систем коммуникаций. Укладка системы осуществляется в открытом котловане по грунту с уклоном испарительной части термостабилизаторов и выводом конденсаторной части на открытую площадку (рис. 2).

Для гражданского строительства актуально применение круглогодичной системы термостабилизации грунтов. В состав транспортных участков термостабилизаторов монтируются дополнительные теплоотводящие элементы, позволяющие обеспечить функционирование термостабилизаторов в период года с положительными температурами атмосферного воздуха за счет циркуляции в них промежуточного хладагента, охлаждаемого холодильной машиной. Применение данной схемы позволяет исключить из конструкции конденсаторы термостабилизаторов, что очень важно для сохранения архитектурного облика сооружения (рис. 3).

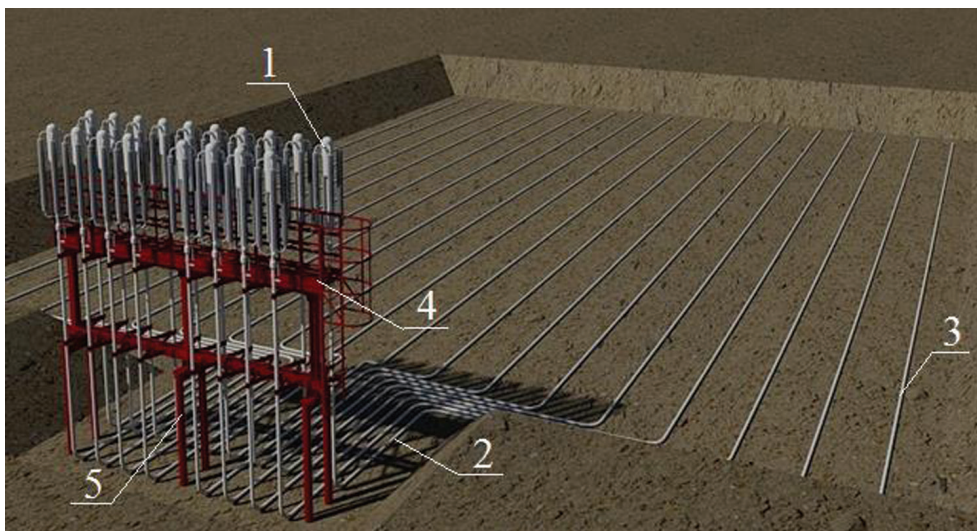


Рис. 2. Схема системы горизонтальных термостабилизаторов грунта с диаметром испарителя 76 мм:
 1 – конденсатор; 2 – транспортный участок; 3 – испаритель; 4 – площадка обслуживания; 5 – поддерживающая конструкция

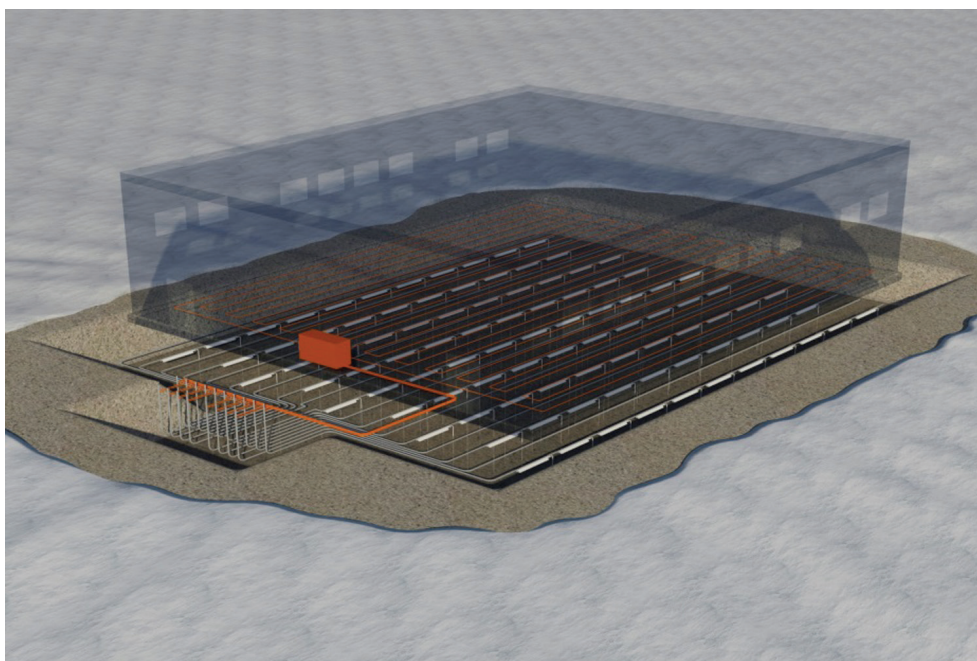


Рис. 3. Вариант использования комбинированной системы термостабилизации грунта без конденсаторов горизонтального контура

Данная схема работы системы термостабилизации грунтов может быть использована в качестве грунтового теплообменника теплового насоса (рис. 4). Использование комбинированной системы термостабилизации грунтов с тепловым насосом даст возможность управлять температурным режимом основания сооружения, а отведенное тепло использовать в практических целях (например, для обогрева сооружения).

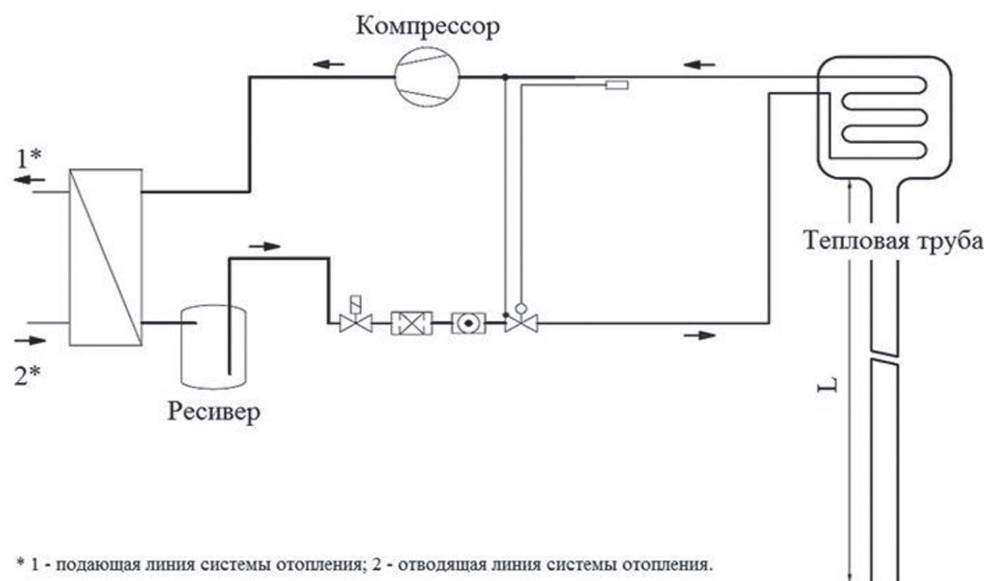


Рис. 4. Схема теплового насоса с парожидкостным теплообменником

Список литературы

1. Ибрагимов, Э. В. Разработка и опыт устройства термостабилизаторов грунтов с помощью наклонно-направленного бурения / Э. В. Ибрагимов, Р. Г. Гамзаев, М. А. Андреев [и др.] // Основания, фундаменты и механика грунтов. – 2013. – № 2. – С. 21–24.
2. Голубин, С. И. Сравнительная оценка эффективности работы двухфазных термосифонов для термостабилизации грунтов в криолитозоне / С. И. Голубин, Р. М. Баясан, А. Д. Лобанов [и др.] // Инженерные изыскания. – 2012. – № 8. – С. 71–76.
3. Перлыштейн, Г. З. Повышение несущей способности мерзлых грунтов с помощью тепловых насосов / Г. З. Перлыштейн, С. А. Гулый, А. А. Буйских // Основания и фундаменты. – 2000. – № 3. – С. 26–31.
4. Лыков, А. В. Тепломассообмен. Справочник. 2-е изд. / А. В. Лыков. – М. : Энергия, 1978. – 480 с.
5. Дан, П. Д. Тепловые трубы. Пер. с англ. / П. Д. Дан, Д. А. Рей. – М. : Энергия, 1979. – 272 с.

РЕЗУЛЬТАТЫ ДИСТАНЦИОННОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ПЕРЕХОДА МАГИСТРАЛЬНЫХ ТРУБОПРОВОДОВ ЧЕРЕЗ ВОДНЫЕ ОБЪЕКТЫ СУШИ

Христофоров И. И., Омеляненко П. А., Литовко А. В., Данилов К. П.
Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

Георадиолокационные исследования проведены с целью установления местоположения трубопровода через р. Лену и уточнения простираения границы коренных пород, а также определения мощности наносов. Для обеспечения заданной глубины исследований (до 20 м) с поверхности воды измерения выполнены специально разработанными антеннами с диапазоном частот 25 –

75 МГц. Для устранения влияния поверхностной волны и перераспределения основной энергии спектра в среду с более высокой диэлектрической проницаемостью (диэлектрическая проницаемость воды 81) антенны притапливаются до глубины поверхностного волнения, приблизительно на 0,5 м.

Для привязки полученных данных измерений к реальным глубинам разреза параметр диэлектрической проницаемости воды, хоть и зависит и от температуры, и от самой частоты, принят равным 81, что подтверждает сравнение с результатами данных эхолота.

Для определения диэлектрической проницаемости наносов и донных отложений использованы данные скважин опорного и заверочного бурения, выполненные ранее при проектировании, где было определено строго горизонтальное положение коренных пород. Георадиолокационный профиль с выявленной границей донных отложений, в данном случае песчаных наносов, обрабатывается по процедуре «слои на профиле» методом выборки значения диэлектрической проницаемости в параметры процедуры до горизонтального положения границы коренных пород. При этом есть небольшая погрешность определения диэлектрической проницаемости, связанная с частотой дискретизации. В данном примере предел значений диэлектрической проницаемости донных отложений составляет от 38 до 40, для расчета выбирается среднее значение – 39, что соответствует сильно увлажненным (обводненным) отложениям.

Привязка результатов измерений к местности и визирному профилю производилась по данным GPS двумя приемниками. Обработка данных георадиолокации осуществлялась на программном обеспечении GeoScan-32. Для визуализации и представления данных применены программные продукты Google Earth, Corel Draw X5, Surfer_v10.

В результате работ, проведенных по определению положения трубопровода в пределах искусственной отсыпки по правой стороне фарватера реки, представлен пример обнаружения трубопровода по поперечным профилям (см. ниже).

Схематично план профилей по участку отсыпки представлен на рис. 1, при этом граница отсыпки условна.



Рис. 1. План отрезков профилей возле отсыпки

Искусственная отсыпка создана для ремонтно-восстановительных работ, и ее длина по створу оси трубопровода составляет 105 м. Выбраны профили 11–14, как самые близкие к отсыпке профиля. Координаты и расстояния между профилями в точке створа представлены в таблице.

**Информация о точках пересечения профилей
с осью трассы трубопровода**

Точки определения трубопровода (рис. 1)	Профиль	Координаты	Расстояние от точки 0 по створу трубопровода, м
0	П11	61°52'26.15'' 129°44'06.91''	0
1	П12	61°52'27.80'' 129°43'59.02''	126
2	П13	61°52'28.05'' 129°43'57.82''	145
3	П14	61°52'28.20'' 129°43'57.11''	156

На рис. 2 представлены георадиолокационные профили с определенным положением трубопровода (красный круг) с временной шкалой (слева) и шкалой глубин (справа), выставленной по воде. Одним из основных параметров идентификации трубопровода, в отличие от других «парабол», является изменение фазы георадиолокационного сигнала, что свидетельствует о «проводнике», или металлическом объекте.

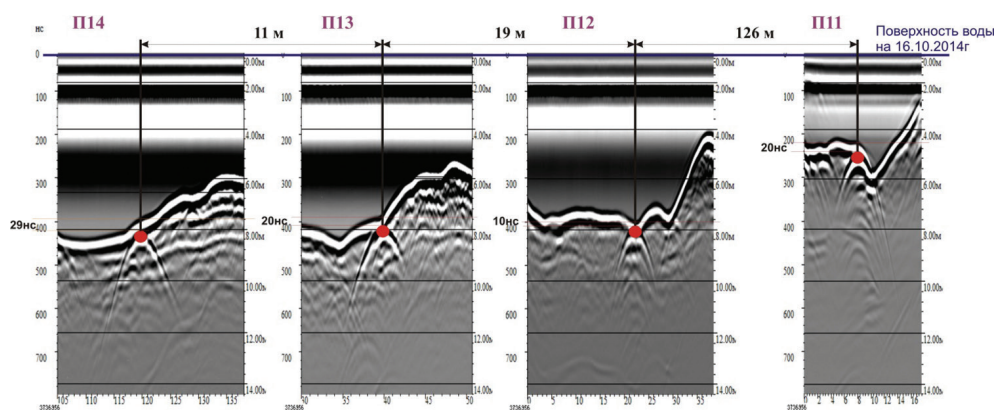


Рис. 2. Георадиолокационные профили с выявленным трубопроводом

На всех профилях трубопровод расположен в донных отложениях, т.е. визуально с поверхности рельефа дна обнаружить и/или произвести видеозапись самого объекта, тем более определить глубину его положения, невозможно. По профилю 14 мощность воды до рельефа дна над трубопроводом составляет 7,6 м и 0,7 м наносов (29 нс, при пересчете из $\epsilon = 39$). Из радарограммы профиля 13 мощность воды составляет 7,5 м и 0,48 м мощность наносов. По профилю 12 мощность воды 7,7 м и мощность наносов 0,24 м. По профилю 11 глубина составляет 4,6 м от поверхности воды, и мощность наносов – 0,48 м. При этом ошибка определения глубины рельефа дна и определения мощности наносов

над трубопроводом составляет $\pm 0,3$ м и $\pm 0,1$ м, соответственно. Ошибка зависит от многих параметров, в большей степени от выставленной развертки при измерениях, точности определения скоростных характеристик среды (ϵ) и ее неоднородности, а также глубины заложения самого трубопровода.

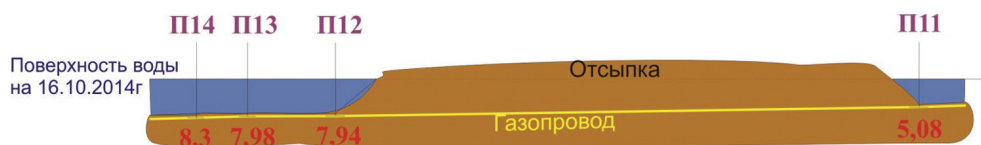


Рис. 3. Модель расположения трубопровода под отсыпкой

Таким образом, при пересчете глубина расположения трубопровода в точках 3, 2, 1 и 0 равна 8,3 7,98 7,94 и 5,08 соответственно. На рис. 3 представлена модель расположения трубопровода, построенная по четырем точкам, где желтой линией указано условное расположение трубопровода.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВАРИАЦИЙ ИНДЕКСА РАСТИТЕЛЬНОСТИ МЕРЗЛОТНОГО РЕГИОНА СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Варламова Е. В., Соловьев В. С.

*Институт космических исследований и аэронавтики им. Ю. Г. Шафера
СО РАН, г. Якутск*

Введение

В условиях глобального потепления климата мониторинг изменений природной среды Арктики и прилегающих территорий является одной из наиболее актуальных задач экологии. Как важнейший компонент биосферы и источник ресурсов растительный покров является чувствительным «индикатором» изменений в биосфере и климате. В мерзлотных регионах состояние растительности зависит от изменений климатических факторов и гидротермического режима мерзлотных почв. За последние 30 лет в северных широтах наблюдается тенденция роста вегетационного индекса NDVI [1–7]. В работе показаны результаты исследования изменений индекса NDVI растительности мерзлотного региона Северной Евразии по данным спутниковых наблюдений.

Данные и методика исследований

Для количественной оценки состояния растительности использован вегетационный индекс NDVI. В работе использованы данные спутниковых/наземных наблюдений и модели, имеющиеся в свободном доступе в сети Интернет:

- данные спутников Terra/MODIS, продукт MODVI.005, NDVI, май – сентябрь 2000 – 2012 гг.;
- данные спутников Aqua/AIRS, продукт Aqua-AIRSLLevel 3 V5 standard, температура воздуха, май – сентябрь 2003 – 2012 гг.;
- данные GPCP, продукт GPCP_RAIN.2.2, атмосферные осадки, май – сентябрь 2000 – 2012 гг.;

– данные модели NOAH, продукт GLDAS_NOAH10_M.020, влажность почвы (три уровня глубины: 10 – 40 см, 40 – 100 см, 100 – 200 см), май – сентябрь 2000 – 2010 гг.;

– данные спутников Terra/MODIS, продукт MOD14CM1.005, пожары, 2000 – 2012 гг.

По исходным наборам данных для территории Северной Евразии за весь исследуемый период были рассчитаны и построены карты трендов NDVI, температуры воздуха, атмосферных осадков и влажности почвы на различных глубинах – от 10 до 200 см. За аналогичный период рассчитана и построена карта корреляции NDVI с температурой.

Результаты и обсуждение

По картам трендов/корреляции климатических параметров и влажности почвы показано следующее. Почти повсеместно на территории Якутии наблюдается высокий положительный тренд среднесезонной температуры воздуха. Наиболее высокие положительные корреляции между NDVI и температурой воздуха наблюдаются в области залегания сплошной вечной мерзлоты и занимают ~80% территории. Также в области многолетней мерзлоты наблюдаются локализации значимых положительных трендов влажности почвы на глубинах до 2 м. Тренд осадков имеет положительный и отрицательный характер.

На карте тренда NDVI растительного покрова Северной Евразии за май – сентябрь 2000 – 2012 гг. положительные тренды NDVI показаны разными оттенками зеленого цвета, а отрицательные – оттенками красного (рис. 1). Разноцветными контурами (согласно легенде рисунка) обведены области распространения сплошной, прерывистой и островной мерзлоты. Из рисунка видно, что на всей территории сплошной многолетней мерзлоты наблюдается положительный тренд NDVI. Следует отметить, что наиболее значимый положительный тренд NDVI захватывает всю территорию Якутии севернее Приленского плато. А южнее, в области самого плато, также наблюдается положительный, но незначительный тренд NDVI. Здесь, в 2002, 2011 – 2012 гг. наблюдались крупномасштабные пожары.

На графиках (рис. 2) показаны межгодовые вариации NDVI и влажности почвы (рассчитанные по модели) для участка в Центральной Якутии (отмечен на рис. 1 черным прямоугольником). Согласно легенде рисунка NDVI – зеленая кривая, а влажность почвы – синяя. Штриховыми линиями того же цвета показаны их тренды. Пожароопасный год отмечен красным маркером. Из рис. 2 видно, что вариации NDVI и влажности почвы участка имеют заметные годовые колебания. В 2002 г. наблюдается резкий спад NDVI, вызванный, вероятно, крупномасштабными лесными пожарами, которыми в 2002 г. была охвачена вся территория исследуемого участка. В последующие годы (2004 – 2008 гг.) наблюдается устойчивый рост NDVI. При этом влажность почвы также имеет непрерывный рост за этот период. Хорошее согласие динамики влажности почвы и индекса NDVI во многом объясняется тем, что в условиях резко континентального климата дополнительное влагообеспечение растительности происходит в результате сезонной оттайки – от 0,6 до 2,5 м многолетней мерзлоты.

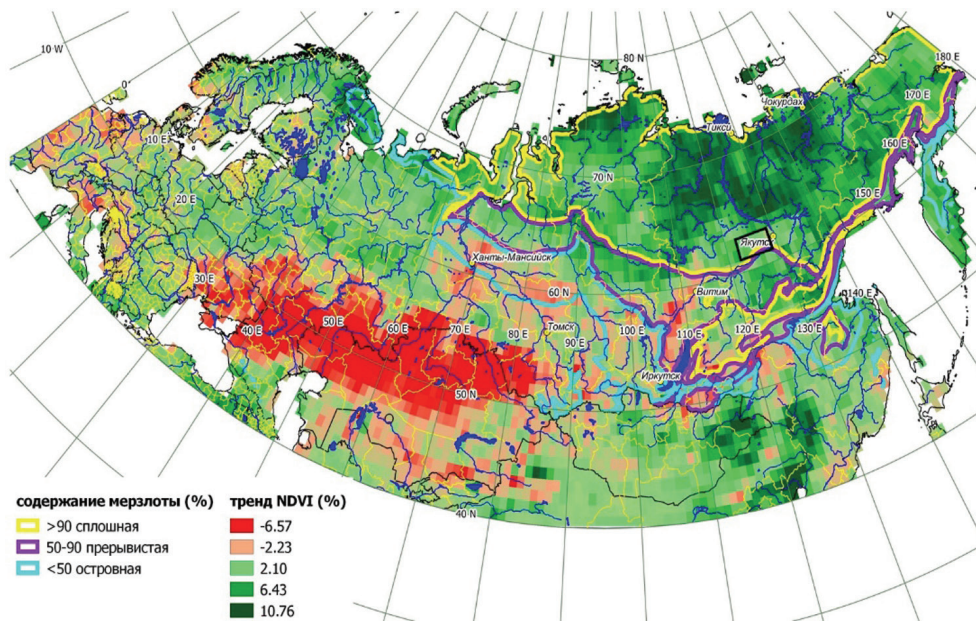


Рис. 1. Карта тренда NDVI растительного покрова Северной Евразии

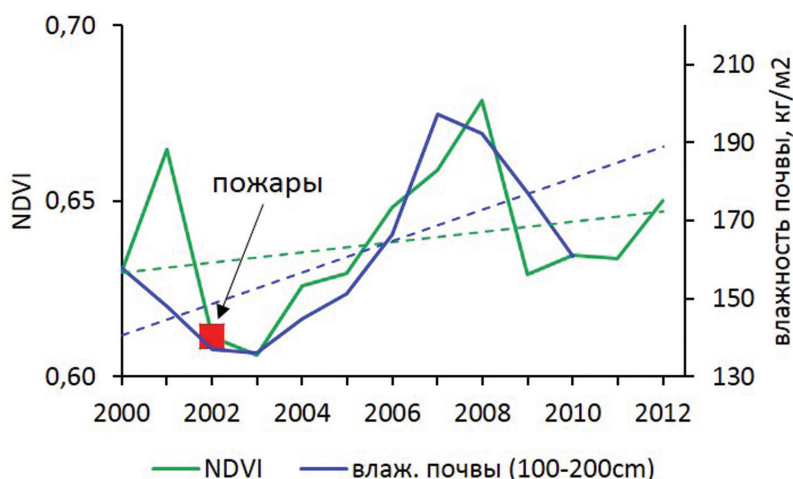


Рис. 2. Графики NDVI и влажности почвы (100 – 200 см) участка (Центральная Якутия)

Выводы

В результате исследования вариаций индекса растительности Северной Евразии установлено, что наиболее высокая тенденция роста NDVI растительности наблюдается в зоне сплошной многолетней мерзлоты севернее Приленского плато. Корреляционный анализ показывает, что рост NDVI в арктическом и субарктическом климатическом поясе преимущественно обусловлен повышением температуры воздуха. В Центральной Якутии ситуация иная: годовые вариации NDVI хорошо согласуются с вариациями влажности почвы и в значительно меньшей степени с температурой воздуха.

Список литературы

1. Delbart, N. Spring phenology in boreal Eurasia over a nearly century time scale / N. Delbart, G. Picard, T. Le Toans [et al.] // *Glob. Chang. Biol.* – 2008. – V. 14. – iss. 3. – P. 603–614.
2. Pudas, E. Trends in phenology of *Betula pubescens* across the boreal zone in Finland / E. Pudas, M. Leppala, A. Tolvanen // *Int. J. Biometeorology.* – 2008. – V. 52. – iss. 4. – P. 251–259.
3. Ronald Eastman, J. Global Trends in Seasonality of Normalized Difference Vegetation Index (NDVI), 1982–2011 / J. Ronald Eastman, Florencia Sangermano, Elia A. Machado [et al.] // *Remote Sensing.* – 2013. – V. 5. – iss. 10. – P. 4799–4818.
4. Варламова, Е. В. Исследование динамики индекса растительности арктической зоны Восточной Сибири по спутниковым данным / Е. В. Варламова, В. С. Соловьев // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса.* – 2012. – Т. 9, № 1. – С. 65–70.
5. Варламова, Е. В. Мониторинг растительного покрова арктической зоны Восточной Сибири по спутниковым данным / Е. В. Варламова, В. С. Соловьев // *Наука и образование.* – 2012. – № 2 (66). – С. 58–62.
6. Варламова, Е. В. Исследование вариаций индекса NDVI тундровой и таежной зон Восточной Сибири на примере территории Якутии / Е. В. Варламова, В. С. Соловьев // *Оптика атмосферы и океана.* – 2014. – Т. 27, № 10. – С. 891–894.
7. Варламова, Е. В. Особенности сезонных вариаций индекса растительности NDVI в зоне вечной мерзлоты / Е. В. Варламова, В. С. Соловьев // *Региональные проблемы дистанционного зондирования Земли : материалы Международной науч. конф. [науч. ред. Е. А. Ваганов ; отв. за вып. А. В. Машукова].* – Красноярск : Сиб. федер. ун-т, 2014. – С. 52–56.

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОТТАИВАЮЩИХ ГРУНТОВ В НЕРЮНГРИНСКОМ РАЙОНЕ

Вахрин И. С.

Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

Введение

Исследование оттаивающих свойств грунтов не теряет своей актуальности в связи с освоением районов криолитозоны и изменением климата. По просьбе заказчиков определялись деформационные характеристики оттаивающих свойств грунтов на участках развития ММГ и возникновения просадок нефтепровода.

Цель исследования заключается в установлении зависимости деформационных характеристик оттаивающих дисперсных грунтов от показателей физических свойств мерзлых грунтов.

Для достижения указанной цели необходимо провести экспериментальные исследования оттаивающих дисперсных грунтов с различной природной криогенной текстурой в условиях одностороннего оттаивания.

Методика определений показателей деформационных характеристик оттаивающих грунтов

Экспериментальные исследования проводились на измерительно-вычислительном комплексе «АСИС», разработанном научно-производственным предприятием «ГЕОТЕК» в г. Пензы в соответствии с требованиями нормативных

документов и методами определения механических свойств мерзлых грунтов [1, 2].

Образцы мерзлого грунта вырезались из монолита по форме рабочего кольца прибора высотой 25 мм и диаметром 87 мм при температуре минус 6° С, а затем помещались в рабочее кольцо. Далее образцы помещались в рабочую камеру холодильной установки и выдерживались в течение 12 часов при заданной температуре испытаний, после этого образцы загружались в установку компрессионного сжатия ГТ 2.0.5 и снова выдерживались в течение 30 минут. Для испытаний использовались образцы мерзлого грунта ненарушенного сложения с природной влажностью и льдистостью.

Характеристики деформируемости коэффициента оттаивания A_{th} и сжимаемости при оттаивании m определялись по результатам исследования образцов грунта в компрессионном приборе ГТ 2.0.5 (одеметрах), исключающих возможность бокового расширения образца при его нагружении вертикальной нагрузкой в мерзлом и оттаянном состоянии.

Нагрузка при испытаниях определялась из условия, что на первой ступени нагружения давление должно быть равно напряжению от собственного веса грунта на глубине отбора образца.

В состав установки для испытаний грунта методом компрессионного сжатия входят:

- компрессионный прибор (одеметр);
- механизм вертикального нагружения образца грунта;
- устройства измерения вертикальных деформаций образца грунта.

Схема прибора для испытаний на компрессию при оттаивании приведена на рис. 1.

При испытаниях для определения значений коэффициента оттаивания A_{th} и сжимаемости при оттаивании m после условной стабилизации деформации на первой ступени нагружения мерзлого образца проводят оттаивание образца, повышая температуру воздуха в помещении для испытаний, и фиксируют при этом деформации образца также до достижения условной стабилизации деформации.

Далее продолжают испытание грунта в оттаявшем состоянии. Приращенные давления при этом на последующих ступенях принимают 0,05 МПа для глинистых грунтов и 0,075 МПа – для песков, при этом давление на грунт не должно превышать 0,3 МПа – для глинистых грунтов и 0,5 МПа – для песков.

Коэффициенты оттаивания A_{th} и сжимаемости при оттаивании m мерзлого грунта определяют по прямой наилучшего приближения к экспериментальным точкам, построенной графически или методом наименьших квадратов, как отрезок, отсекаемый этой прямой на оси ϵ_{th} и как тангенс угла ее наклона к оси p (рис. 2).

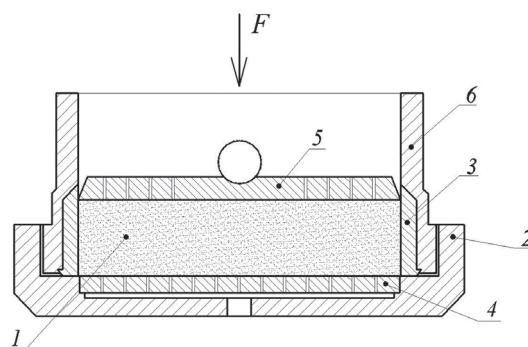


Рис. 1.

1 – образец грунта; 2 – поддон корпуса; 3 – рабочее кольцо; 4 – перфорированный нижний штамп; 5 – перфорированный верхний штамп; 6 – корпус; F – нагрузка

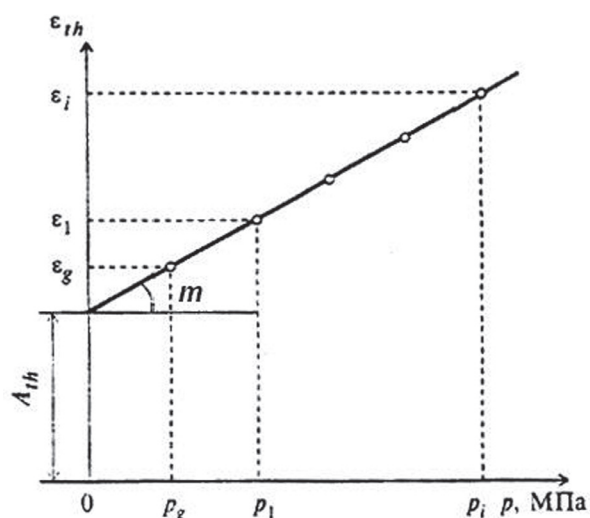


Рис. 2. Графическое оформление результатов испытаний

Результаты экспериментов

Для определения коэффициента оттаивания A_{th} и сжимаемости при оттаивании m (МПа^{-1}) было проведено 24 испытания песка, 4 супеси, 2 суглинка и 1 глины. Испытания велись при заданной отрицательной температуре от минус 0,5 до минус 2° С. Экспериментальные исследования проводились согласно требованиям к лабораторным определениям характеристик прочности и деформируемости грунтов межгосударственного стандарта ГОСТ 12248-2010.

Результаты определений физико-механических характеристик мерзлых песчаных и глинистых грунтов приведены в табл. 1.

Таблица 1. Физико-механические характеристики мерзлых песчаных грунтов

Показатели	Суммарная влажность w_{tot} , д.е.	Плотность ρ_f , г/см ³	Коэффициент оттаивания A_{th}	Коэффициент сжимаемости при оттаивания m , МПа^{-1}
Минимальное значение	0,132	1,87	0,0003	0,0262
Максимальное значение	0,282	2,16	0,0308	0,1086

Таблица 2. Физико-механические характеристики мерзлых глинистых грунтов

Показатели	Суммарная влажность w_{tot} , д.е.		Плотность ρ_f , г/см ³		Суммарная льдистость i_{tot} , д.е.		Коэффициент оттаивания A_{th}		Коэффициент сжимаемости при оттаивания m , МПа^{-1}	
Минимальное значение	0,245*	0,228	1,59*	1,98	0,259*0,260		0,165	0,166*	0,114*	0,145
	0,329		1,52						0,515	
Максимальное значение	0,516*	0,228	2,02*	1,98	0,456*0,568		0,165	0,486*	0,157*	0,278
	0,725		1,83						0,783	

Примечание. Слева направо перед * супесь и суглинок, а в отдельной ячейке – значения глины.

Зависимости деформационных характеристик оттаивающих песчаных и глинистых грунтов от физических свойств представлены на рис. 3 и 4. Их аппроксимация выражается линейной функцией, в связи с этим принят регрессионный анализ.

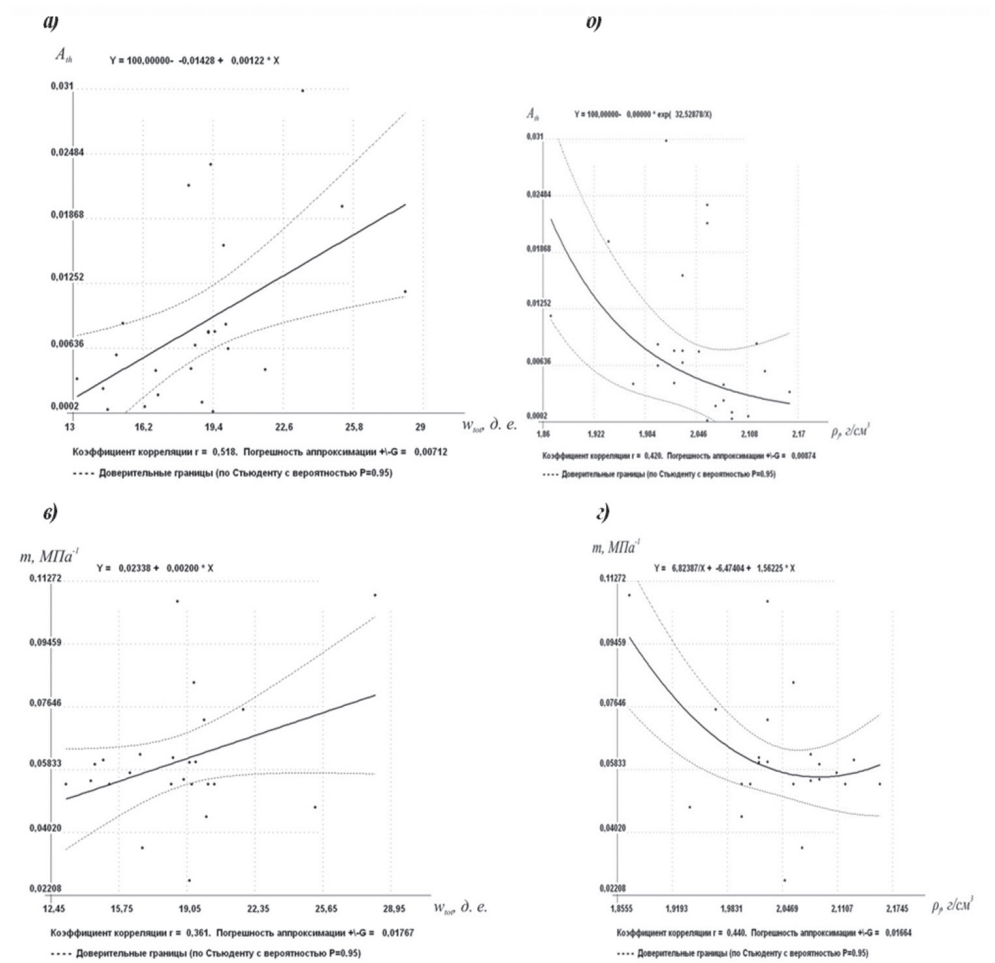


Рис. 3. Зависимость коэффициента оттаивания A_{th} песчаных грунтов:
а – от суммарной влажности мерзлого грунта; **б** – от плотности мерзлого грунта.
Зависимость сжимаемости при оттаивании $m, \text{ МПа}^{-1}$ песчаных грунтов:
в – от суммарной влажности мерзлого грунта, **г** – от плотности мерзлого грунта

Выводы

1) Экспериментальными исследованиями мерзлого песчаного грунта установлено:

– коэффициент оттаивания увеличивается с увеличением суммарной влажности, коэффициент корреляции составляет 0,518, а погрешность аппроксимации равна 0,00712;

– коэффициент сжимаемости при оттаивании увеличивается с увеличением суммарной влажности, коэффициент корреляции составляет 0,361, а погрешность аппроксимации равна 0,01767.

2) В результате исследований мерзлых глинистых грунтов выявлено:

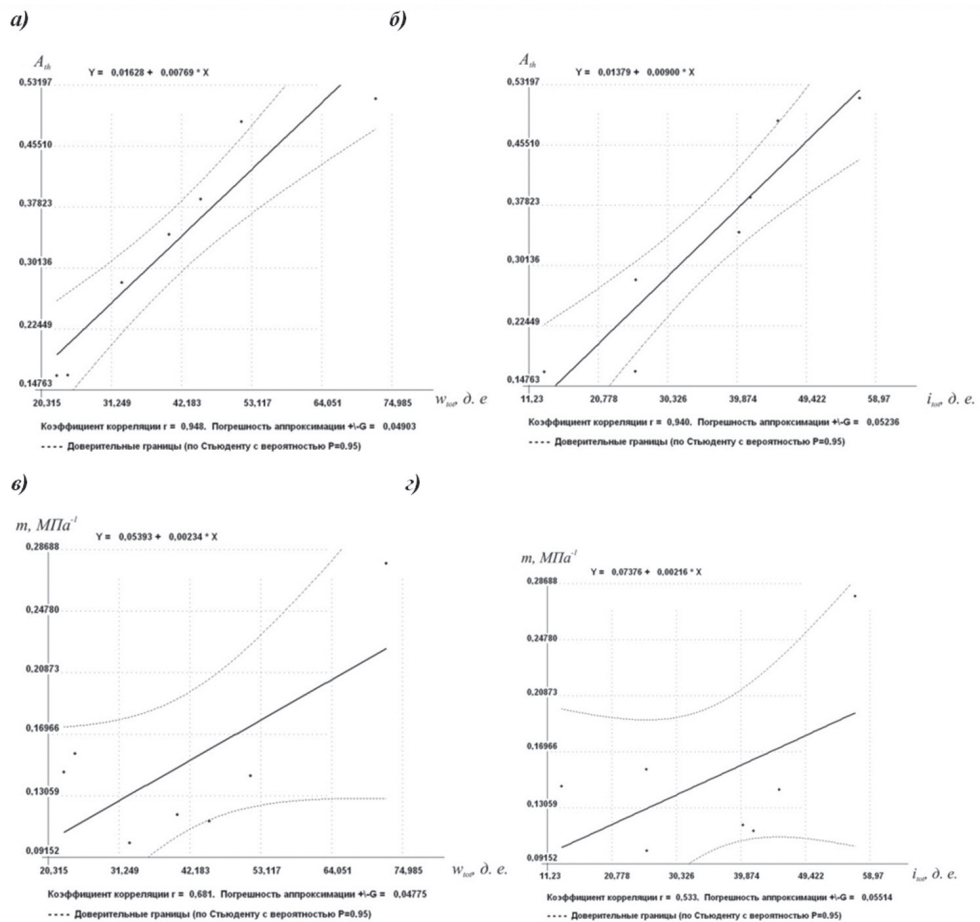


Рис. 4. Зависимость коэффициента оттаивания A_{th} глинистых грунтов:
а – от суммарной влажности мерзлого грунта; б – от суммарной льдистости.
Зависимость сжимаемости при оттаивании $m, \text{ МПа}^{-1}$ глинистых грунтов:
в – от суммарной влажности мерзлого грунта; г – суммарной льдистости

– коэффициент оттаивания увеличивается с увеличением суммарной льдистости, коэффициент корреляции составляет 0,940, а погрешность аппроксимации равна 0,05236;

– коэффициент сжимаемости при оттаивании увеличивается с увеличением суммарной льдистости, коэффициент корреляции составляет 0,533, а погрешность аппроксимации равна 0,05514.

Таким образом, полученные значения деформационных характеристик оттаивающих грунтов могут быть использованы при проектировании и строительстве новых объектов на исследуемых площадках.

Список литературы

1. Болдырев, Г. Г. Методы определения механических свойств грунтов. Состояние вопроса / Г. Г. Болдырев. – Пенза : ПГУАС, 2008. – 696 с.
2. ГОСТ 12248 – 2010. Грунты. Методы лабораторного определения характеристик прочности и деформируемости. – М. : МНТКС, 2011. – 156 с.

ВЛИЯНИЕ СУТОЧНЫХ, СЕЗОННЫХ И ГОДОВЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ НАМЫВНЫХ ГРУНТОВ В ГОРОДЕ ЯКУТСКЕ

Левак Ю. Ю.

*Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, г. Якутск
(Национальный исследовательский Томский политехнический университет)*

Объектом исследований является намывная толща грунтов для строительства 202 мкр и 203 квартала города Якутска. Толща намывных грунтов сформирована по методике Л. Т. Роман и др. [1] в 1973 г. Толща расположена на периферийной части притоки р. Лены. В геоморфологическом отношении намывная часть находится на высокой пойме р. Лены. Намыв грунтов осуществлялся при помощи гидромониторов. Толща намывных грунтов сложена песками русловой фации. Таким образом, намывные грунты, в пределах которых строится 203 квартал, не использовались в течение 30 лет. В этой связи дисперсный состав, строение и свойства грунтов могли быть подвержены существенным изменениям в процессе литогенеза, важным фактором которого в суровых климатических условиях является криогенное выветривание. Криогенное выветривание грунтов естественного генезиса изучалось многими – В. Н. Конищевым, Ю. В. Шумиловым, Д. М. Шестерневым и др. Ими было установлено влияние климатических ритмов на изменение строения и состава грунтов для различных регионов криолитозоны. Исследований влияния криогенного выветривания намывных грунтов практически не проводилось. В связи с этим нами предпринята попытка изучить влияние суточных, сезонных и годовых колебаний температур на изменения гранулометрического состава намывных грунтов, используемых в качестве оснований при строительстве 203 квартала г. Якутска. Для реализации этой цели необходимо было решить следующие задачи: 1) сформировать массив данных по определению гранулометрического состава грунтов на 1 раз; 2) построить интегральные кривые гранулометрического состава песчаных намывных грунтов; 3) вычислить коэффициенты неоднородности грунта на трех интервалах глубин.

Методика

Для решения поставленной цели использовались результаты лабораторных испытаний, которые были получены при проведении инженерных изысканий ИМЗ СО РАН. Отбор образцов осуществлялся с интервалом от 1 до 10 м. Для анализа гранулометрического состава использовался ситовой метод. Результаты лабораторных исследований сведены нами в таблицу и показаны на графиках, построенных в полулогарифмическом масштабе (таблица, рис. 1–3).

Коэффициент сортировки (K_c) был вычислен для «семейства» кривых, полученных для слоев грунта с различными периодами колебаний температур – суточных, сезонных, годовых. Для этого использовалась известная формула [1, 2]:

$$K_c = d_{60} / d_{10}.$$

**Гранулометрический состав намывных грунтов в интервалах (h, m)
суточных – $0 < h \leq 3$; сезонных – $3 < h \leq 6$ и годовых – $6 < h \leq 10$
колебаний температур**

		Интервал глубин														
		0 – 3 м						4 – 6 м				7 – 10 м				
№о – №с	h	1-3	2-3		3-3		4-3		1-3	2-3	3-3	4-3	1-3	3-3		
		Диаметр, мм	Фракция, мм	2	1	3	1	3	1	3	4	6	5	5	5	8
	>10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
	10	3	2	2	3	2	2	2	0	0	0	1	2	1	0	1
	2	10	11	15	19	17	11	15	11	12	7	6	11	13	5	20
	0,5	52	53	50	60	57	49	50	50	56	53	57	53	52	51	52
	0,25	34	33	29	17	23	36	31	33	30	38	36	30	33	33	23
	<0,1	1	1	4	1	1	2	2	6	2	2	0	3	1	1	4
	$\sum_{сф=1}^6 oc$	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Примечание. Числитель: №о – номер отчета, №с – номер скважины; знаменатель: h, m – глубина отбора образцов.

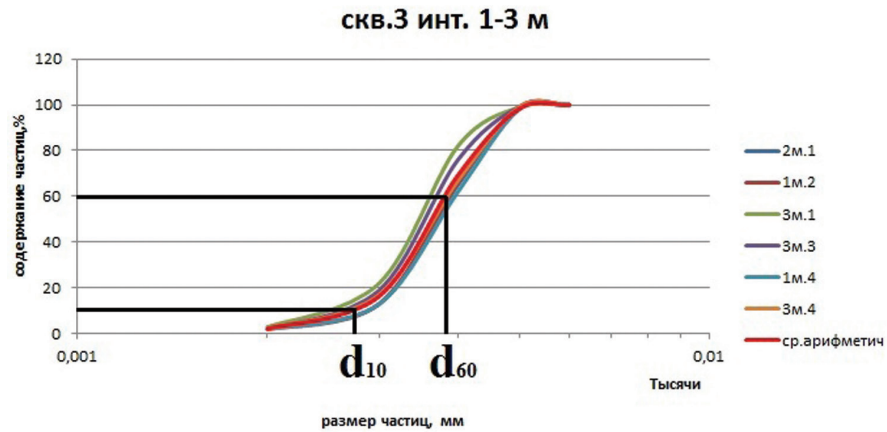


Рис. 1. Интегральные кривые гранулометрического состава для суточных колебаний в интервале глубин от 1 до 3 м

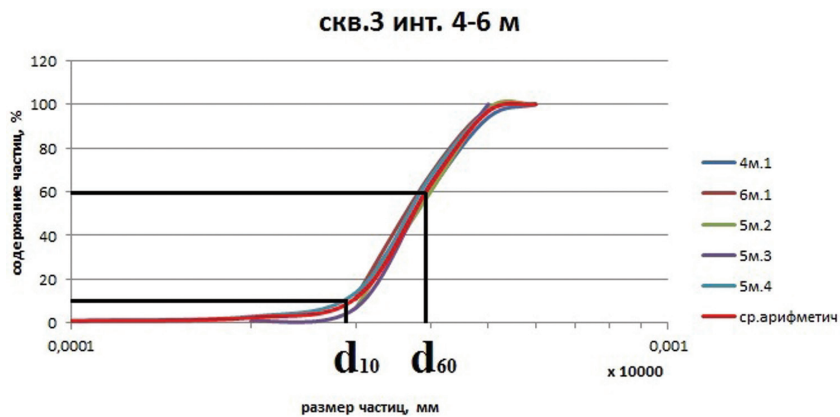


Рис. 2. Интегральные кривые гранулометрического состава для суточных колебаний в интервале глубин от 4 до 6 м

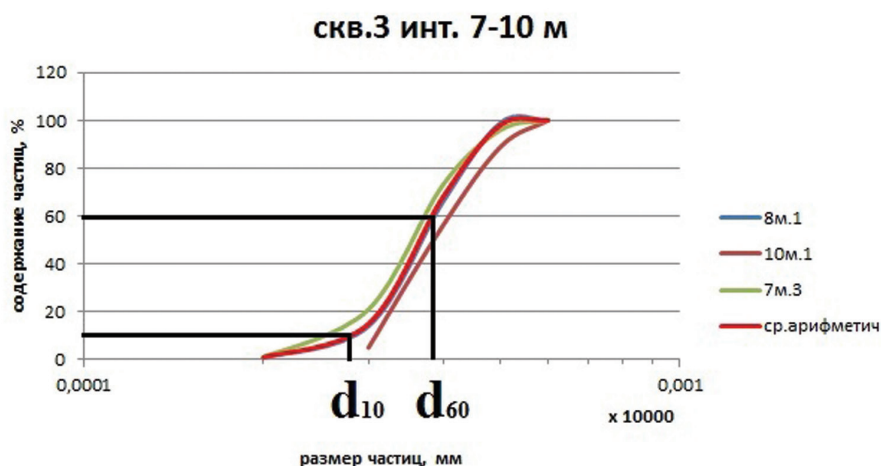


Рис. 3. Интегральные кривые гранулометрического состава для суточных колебаний в интервале глубин от 7 до 10 м

За слой суточных колебаний принята глубина в интервале от 1 до 3 м; сезонного – от 4 до 6 м, для годового – от 7 до 10 м. Возраст толщи намывных грунтов составляет 30 лет, исходя из этого мы можем рассчитать климатические ритмы (R). Для суточных колебаний – R = 365 дней * 30 лет = 10 950 ритмов; для сезонных – R = 2 сезона * 30 лет = 60 ритмов; для годовых – 30 лет = 30 ритмов. В соответствии с этим можно предположить, что дисперсный состав грунтовой толщи должен уменьшаться сверху вниз. Однако, как следует из таблицы, эта закономерность практически отсутствует. По-видимому, на диспергацию фракций влияют не только количество циклов изменения температур, но и условия, в которых они протекают. В этом плане в слое суточных колебаний температур грунты находятся практически в сухом состоянии. Следовательно, наиболее распространенным здесь механизмом разрушения песчаных фракций является температурный механизм. В слое сезонных колебаний температур, наряду с температурным механизмом, на разрушение фракций воздействует и криогенный, обусловленный наличием здесь поровой влаги. В слое годовых колебаний температур при наличии криогенного механизма выветривания происходит снижение интенсивности разрушения фракций, что обусловлено существенным сокращением количества циклов изменений температуры и уменьшением их амплитуды.

Обработка интегральных кривых изменений гранулометрического состава показала, в целом, что по дисперсности изучаемые пески, согласно [2–4], относятся к однородному типу, поскольку вычисленные коэффициенты сортировки менее 3.

$$K = \frac{0,00399}{0,0029} = 1,37 (\text{инт. 4 - 6 м});$$

$$K = \frac{0,0038}{0,0028} = 1,36 (\text{инт. 1 - 3 м});$$

$$K = \frac{0,0037}{0,0026} = 1,42 (\text{инт. 7 - 10 м}).$$

Заключение

Анализируя величины, можно сделать предварительный вывод о том, что трансформация дисперсного состава в слое суточных и сезонных колебаний температур за три десятилетия незначительно отличается друг от друга. Однако тенденция уменьшения дисперсности в последнем случае просматривается весьма заметно (см. таблицу).

С глубиной увеличивается фракция, в которой преобладают частицы диаметром $> 0,10$ мм. На глубине от 1 до 3 м преобладает фракция с размером частиц $> 0,5$ мм, пески крупные, в интервале от 4 до 6 м размер зерен $> 0,25$ мм, пески средние, на глубине от 7 до 10 м пески мелкие. Различие фракций в разных интервалах глубин свидетельствует о том, что грунты подвергаются изменению под действием климатических колебаний и, таким образом, их дисперсность увеличивается, следовательно, должны изменяться и их строительные свойства.

Список литературы

1. Роман, Л. Т. Строительство на намывных грунтах в криолитозоне / Л. Т. Роман, А. А. Цернант, В. Л. Полещук [и др.]. – Л., 1973.
2. ГОСТ 25100-2011. Грунты. Классификации. – 2011.
3. Дмитриев, В. В. Методы и качество лабораторного изучения грунтов : учебное пособие / В. В. Дмитриев, Л. А. Ярг. – М. : КДУ, 2008. – 542 с.
4. Ломтадзе, В. Д. Инженерная геология. Инженерная петрология / В. Д. Ломтадзе. – Л. : Недра, 1984. – 511 с.

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕМПЕРАТУРНОГО ПОЛЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛОГО ГРУНТОВОГО ОСНОВАНИЯ ЖЕЛЕЗНОЙ ДОРОГИ

Степанов С. П.^{1,3}, Вабищевич П. Н.², Варламов С. П.³

¹Северо-Восточный федеральный университет им. М. К. Аммосова, г. Якутск;

²Институт проблем безопасного развития атомной энергетики РАН;

³Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

Для сохранения устойчивости и обеспечения минимальных деформаций грунтового основания насыпей железной дороги необходимо проводить численное исследование динамики температурного режима грунтов под насыпью железнодорожного полотна, так как при сезонном оттаивании мерзлых грунтов изменяются его физико-механические свойства, что приводит к активации нежелательных криогенных процессов, способных нарушить устойчивость земляного полотна и воспрепятствовать нормальному функционированию инфраструктур Севера.

Для моделирования теплового режима грунтового основания железной дороги в условиях криолитозоны используется уравнение теплопроводности с учетом фазовых переходов поровой влаги «вода – лед» [1, 2]. При построении математической модели также необходимо учитывать сезонные колебания

температуры воздуха, высоту снежного покрова и радиационный баланс подстилающей поверхности, влияющие на глубину протаивания грунта под насыпью железной дороги.

Приведем математическую модель, описывающую процессы передачи тепла в мерзлых и талых грунтах. Модель учитывает наличие фазовых переходов поровой влаги в грунте при некоторой заданной температуре фазового перехода T^* в области $\Omega = \Omega^- \cup \Omega^+$:

$$\Omega^+(t) = \{x \mid x \in \Omega, T(x, t) > T^*\}.$$

Здесь Ω^+ – область, занятая жидкой фазой, где температура превышает температуру фазового перехода, и Ω^- – область, занятая твердой фазой, фазовый переход просходит на границе раздела фаз S .

Тепловые процессы, сопровождающиеся фазовыми превращениями, поглощением и выделением скрытой теплоты, описываются классической моделью Стефана:

$$(\alpha(\phi) + \rho^+ L \phi') \frac{\partial T}{\partial t} - \operatorname{div}(\lambda(\phi) \operatorname{grad} T) = 0, \quad (1)$$

где L – удельная теплота фазового перехода; m – пористость; ρ^+, c^+, λ^+ и ρ^-, c^-, λ^- – плотность, удельная теплоемкость и теплопроводность талой и мерзлой зоны, соответственно. Для коэффициентов уравнения имеем следующие соотношения:

$$\alpha(\phi) = \rho^- c^- + \phi(\rho^+ c^+ - \rho^- c^-), \quad \lambda(\phi) = \lambda^- + \phi(\lambda^+ - \lambda^-),$$

$$c^- \rho^- = (1-m)c_{sc} \rho_{sc} + mc_i \rho_i, \quad \lambda^- = (1-m)\lambda_{sc} + m\lambda_i,$$

$$c^+ \rho^+ = (1-m)c_{sc} \rho_{sc} + mc_w \rho_w, \quad \lambda^+ = (1-m)\lambda_{sc} + m\lambda_w,$$

и

$$\phi = \begin{cases} 0, & T < T^* \\ 1, & T > T^* \end{cases}.$$

Индексы sc, w, i обозначают соответственно каркас (скелет) пористой среды, воду и лед.

На практике фазовые превращения происходят в малом интервале температур $[T^* - \Delta, T^* + \Delta]$. В качестве функции ϕ можно взять ϕ_Δ :

$$\phi_\Delta = \begin{cases} 0, & T \leq T^* - \Delta \\ \frac{T - T^* + \Delta}{2\Delta}, & T^* - \Delta < T < T^* + \Delta \\ 1, & T \geq T^* + \Delta \end{cases}, \quad \phi'_\Delta = \begin{cases} 0, & T \leq T^* - \Delta \\ \frac{1}{2\Delta}, & T^* - \Delta < T < T^* + \Delta \\ 0, & T \geq T^* + \Delta \end{cases}.$$

Таким образом, получим следующее нелинейное параболическое уравнение для температуры в области Ω :

$$(\alpha(\phi_\Delta) + \rho_i L \phi'_\Delta) \frac{\partial T}{\partial t} - \operatorname{div}(\lambda(\phi_\Delta) \operatorname{grad} T) = 0. \quad (2)$$

Полученное уравнение (2) дополняется начальным условием:

$$T(\mathbf{x}, 0) = T_0(\mathbf{x}), \quad \mathbf{x} \in \Omega \quad (3)$$

и граничными условиями:

$$-k \frac{\partial T}{\partial n} = \frac{Q(1-A) + I - \alpha(T - T_{air})}{\alpha R + 1}, \quad \mathbf{x} \in \Gamma_1, \quad (4)$$

$$-k \frac{\partial T}{\partial n} = 0, \quad \mathbf{x} \in \Gamma_2, \quad (5)$$

$$T = T_0, \quad \mathbf{x} \in \Gamma_3, \quad (6)$$

где Q – суммарная коротковолновая радиация; A – альbedo; α – коэффициент конвективного теплообмена; I – длинноволновое излучение; T_{air} – температура наружного воздуха; R – термическое сопротивление наземного покрова (зимой – снега).

Уравнение (2) с соответствующими граничными и начальными условиями аппроксимируется с использованием метода конечных элементов и стандартной чисто неявной аппроксимацией по времени. Для линеаризации уравнения воспользуемся простейшей линеаризацией, когда коэффициенты зависят от значения функции с предыдущего временного слоя.

Запишем вариационную постановку задачи для каждого временного слоя: найти $T \in H_D^1$, $H_D^1 = \{T \in H^1(\Omega) : T(x) = T_0 \text{ для } x \in \Gamma_3\}$ такую, что:

$$a(T^{n+1}, v) = L(v), \quad \forall v \in H_0^1,$$

где

$$\begin{aligned} a(T^{n+1}, v) &= \frac{1}{\tau} \int_{\Omega} (C'(\phi_{\Delta}^n) + m\rho_l L\phi_{\Delta}^n) T^{n+1} v dx + \\ &+ \int_{\Omega} (\lambda(\phi_{\Delta}^n) \text{grad} T^{n+1}, \text{grad} v) dx + \int_{\Gamma_1} \frac{\alpha}{\alpha R + 1} T^{n+1} v ds \\ L(v) &= \frac{1}{\tau} \int_{\Omega} (C'(\phi_{\Delta}^n) + m\rho_l L\phi_{\Delta}^n) T^n v dx + \int_{\Gamma_1} \frac{Q(1-A) + I + \alpha T_{air}}{\alpha R + 1} v ds. \end{aligned} \quad (7)$$

Для численного решения задачи необходимо перейти от непрерывной вариационной задачи к дискретной. Для этого введем конечномерные пространства $V_h \in H_D^1$, $\hat{V}_h \in H_0^1$ и определим в них следующую задачу: найти $T_h \in V_h$ такую, что :

$$\begin{aligned} a(T_h^{n+1}, v) &= L(v), \quad \forall v \in \hat{V}_h, \\ a(T_h^{n+1}, v) &= \frac{1}{\tau} \int_{\Omega} (c(T, \Delta)^n + m\rho_l L\chi(T)^n) T_h^{n+1} v dx \\ &+ \int_{\Omega} (\lambda(T, \Delta)^n \text{grad} T_h^{n+1}, \text{grad} v) dx + \int_{\Gamma_1} \frac{\alpha}{\alpha R + 1} T_h^{n+1} v ds \\ L(v) &= \frac{1}{\tau} \int_{\Omega} (c(T, \Delta)^n + m\rho_l L\chi(T)^n) T_h^{n+1} v dx + \int_{\Gamma_1} \frac{Q(1-A) + I + \alpha T_{air}}{\alpha R + 1} v ds. \end{aligned}$$

В качестве базисных функций будем использовать линейные базисные функции.

Возможности вычислительного алгоритма иллюстрируются расчетами модельной задачи для различных участков трассы железной дороги. Рассмотрено влияние теплоизоляции пеноплексом при различном его расположении, влияние сезонно-охлаждающих установок на температурный режим грунтов. Проводится сравнение с натурными данными. Представлены результаты численного моделирования задачи в трехмерной постановке на вычислительном кластере СВФУ «Ариан Кузьмин».

Список литературы

1. Вабищевич, П. Н. Вычислительная теплопередача / П. Н. Вабищевич, А. А. Самарский. – М. : Едиториалл УРСС, 2003. – 784 с.
2. Васильев, В. И. Тепломассоперенос в промерзающих и протаивающих грунтах / В. И. Васильев [и др.]. – М. : Наука, 1996. – 227 с.
3. Anders Logg, Kent-Andre Mardal, Garth N. Wells Automated Solution of Differential Equations by the Finite Element Method. The FEniCS Book. – 2011.

ИЗУЧЕНИЕ ФОРМИРОВАНИЯ ГАЗОВЫХ ГИДРАТОВ В ЛАБОРАТОРНЫХ УСЛОВИЯХ

Семенов М. Е.

Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск

Интенсивность роста и морфология гидратов зависят от многих факторов, таких как состав газа и водный раствор, давление и температура, различные воздействия на реакционную систему, наличие инициаторов кристаллизации и т.д. [1–3]. Чтобы изучить и учитывать влияние того или иного фактора, влияющего на процесс гидратообразования, необходимо проводить специальные модельные эксперименты.

В последнее время в добывающей промышленности используются полимерные композитные материалы. Однако экспериментальные данные о влиянии типа гидрофильности поверхности на процесс формирования газовых гидратов крайне малы. Таким образом, изучение влияния типа поверхности контакта реакционной системы «газ – гидратообразователь – раствор» является актуальной темой исследования. Для сохранения нативной структуры гидратов и изучения направления роста гидрата на реакционной поверхности, а также для исключения влияния других динамических/механических воздействий все эксперименты проводились в статических условиях. Под статическим условием мы подразумеваем отсутствие потоков той или иной фазы и внешних физико-механических воздействий на реакционную систему.

Чтобы снизить влияние термобарических условий синтеза на формирование гидратов, все эксперименты проводились при «мягких» термобарических условиях. Это значит, что давления в реакционных системах незначительно превышают равновесные условия формирования гидратов метана и этана, всего на 1 – 3 атм.

Известно, что в статических условиях формирование гидратов из дистиллированной воды – крайне медленный процесс даже при значительном пресыщении системы [1–3]. Для интенсификации процесса формирования гидратов выбран наиболее изученный раствор ПАВ в виде раствора сульфонола, который качественно улучшает контакт жидкость – газ, но не влияет на равновесные условия гидратообразования и температуру фазового перехода [4].

Таким образом, целью нашего исследования являлось изучение влияния типа используемого раствора и типа поверхности контакта фаз на процесс формирования гидратов.

В качестве жидкой составляющей гидрата были использованы: дистиллированная вода и 0,1 мас.% раствор сульфонола (ПАВ). Газ-гидратообразователь: метан (99,9%), этан (99,9%), природный газ (ПГ) Средневилюйского месторождения. Объем раствора 50 мл для этана, 150 мл для метана и природного газа. В качестве реакционных поверхностей использовались: сталь марки 1211 (металлическая поверхность – МП) и политетрафторэтилен (полимерная поверхность – ПП). В работе использованы реакторы, выполненные из стали марки У8. Внутренняя высота камеры 17,5 см, внутренний диаметр 9 см, внутренний объем 1,113 л.

Термобарический режим задан следующим образом: начальное давление 11 атм или 50 атм (Метан, ПГ) и градиент охлаждения 1 градус в сутки – от +6 до –5° С.

Разложение полученных гидратов проводили следующим образом: сбрасывали остаточное давление и вскрывали реактор, фиксировали особенности морфологии полученных гидратов; далее отбирали навеску гидрата и помещали в термостат под стеклянный купол, который подсоединен к газовому счетчику, и измеряли объем выделяющегося газа. Температура разложения 5° С. По отношению измеренного объема газа на массу взятого гидрата рассчитывали удельное газосодержание (α , см³/г) образца.

Кинетику образования гидратов определяли по изменению давления в реакторе по времени. Так, при заданных «мягких» условиях синтеза не наблюдается формирования гидрата метана в объеме дистиллированной воды даже в присутствии инициаторов кристаллизации в виде дополнительных поверхностей, что свидетельствует о низких значениях изменения давления в реакторе и удельном газосодержании образцов.

Образование гидрата метана из раствора ПАВ начинается при 6° С и имеет почти линейное изменение давления, что говорит о постоянной скорости формирования гидрата. В присутствии МП в растворе ПАВ происходит интенсификация гидратообразования, вследствие чего и увеличение изменения давления. В присутствии ПП в растворе ПАВ наблюдается задержка в течение 44 часов, однако затем идет ускоренное образование, и при этом изменение давления и удельное газосодержание гидратов почти одинаковы с показателями МП с ПАВ.

Гидрат метана из раствора ПАВ образовался в виде гранул, а металлическая поверхность покрывается тонким слоем гидрата, однако его большая часть выросла по стенке реактора и имеет плотную слоистую структуру. Формирование и рост гидрата метана на ПП из раствора ПАВ не наблюдается, при этом практически вся внутренняя поверхность реактора покрыта пупырчатым плотным слоем гидрата (~ 6 – 8 мм).

Незначительное изменение давления при образовании гидратов этана из дистиллированной воды, даже в присутствии дополнительных реакционных поверхностей, свидетельствует о крайне низком удельном газосодержании гидратов. В отличие от кинетики образования гидратов метана из раствора ПАВ наблюдается отсутствие задержки и ускоренное образование в присутствии ПП и МП. Гидрат этана, выросший преимущественно на дне реактора из раствора ПАВ, имеет плотную белую структуру. МП покрывается тонким слоем гидрата этана, но рост гидрата направлен, в основном, по стенке реактора. На ПП также не наблюдается роста гидрата этана.

Процесс образования гидратов природного газа из дистиллированной воды в присутствии МП и ПП тоже имеет низкое значение изменения давления в реакторе. В данном случае давления реакционных систем превышают равновесное значение на 20 – 25 атм, т.е. условие синтеза не является «мягким» для природного газа.

В отличие от кинетики образования гидратов метана и этана из раствора ПАВ, в присутствии МП и ПП, кинетика образования гидратов природного газа из раствора ПАВ практически не зависит от наличия МП/ПП. Следует отметить отчетливое разделение кинетики образования гидратов природного газа на 3 стадии. Первая стадия – ускоренное образование гидратов уже при +6° С в течение 20 часов; вторая стадия – замедленный рост гидратов, возможно, процесс лимитируется капиллярным подсосом раствора ПАВ по стенке реактора; третья стадия – значительное ускорение гидратообразования, вероятнее всего, за счет массовой кристаллизации гидратов.

Таким образом, установлено крайне низкое превращение дистиллированной воды в гидраты метана, этана, природного газа в присутствии дополнительных МП или ПП при заданных условиях синтеза. Экспериментально подтвержден факт интенсификации формирования гидратов метана и этана из 0,1%-ного раствора сульфонола даже при «мягких» термобарических условиях синтеза. Обнаружено незначительное влияние типа гидрофильности дополнительной поверхности на процесс формирования гидратов метана, этана, природного газа в статических условиях из 0,1 мас. %-ного раствора сульфонола.

Список литературы

1. Макогон, Ю. Ф. Природные газовые гидраты: открытие и перспективы / Ю. Ф. Макогон // Газовая промышленность. – 2001. – № 5. – С. 10–16.
2. Бык, С. Ш. Газовые гидраты / С. Ш. Бык [и др.]. – М. : Химия, 1980. – 296 с.
3. E. DendySloan Jr. Clathrate hydrates of natural gases / E. DendySloan Jr. – Marcel Dekker. – 700 p.
4. Нестеров, А. Н. Диссертация на соискание ученой степени доктора / А. Н. Нестеров. – Тюмень : Институт криосферы Земли. – 2006. – 279 с.

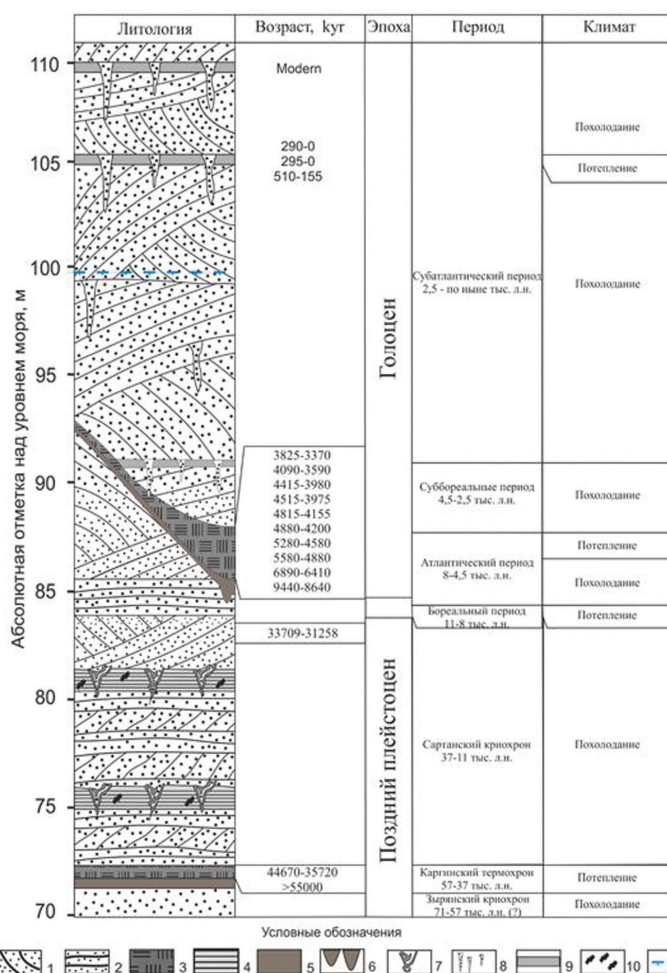
ОБСТАНОВКА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ДЮННЫХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

Урбан А. А., Галанин А. А.

Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

Эоловые дюнные образования имели широкое распространение в Центральной Якутии в холодные эпохи позднего плейстоцена. Их разнообразный фациальный состав, в свою очередь, свидетельствует о сменах обстановки осадконакопления [1, 2]. В результате проведенной работы и анализа полученного материала были выделены этапы формирования комплекса дюнных песков Кысыл-Сырский, а совокупность признаков литогенного строения позволила четко идентифицировать древние дюнные образования в разрезах четвертичных отложений.

Первый этап накопления осадков относится к позднему плейстоцену. В течение этого интервала времени происходили сложные изменения климата, выразившиеся в смене холодных и теплых периодов (рисунок) – зырянский и сарганский периоды, соответствующие этапам оледенений, разделенные межледниковьем – каргинским периодом.



Литологический разрез и генезис отложений комплекса дюнных песков Кысыл-Сырский:
 1 – перекрестно-слоистые пески;
 2 – горизонтально-слоистые пески;
 3 – торф; 4 – супеси;
 5 – суглинки;
 6 – льдогрунтовые жилы; 7 – грунтовые жилы; 8 – песчаные жилы; 9 – погребенные почвенные горизонты;
 10 – древесные остатки, 11 – подошва слоя сезонного протаивания

Формирование песчаных отложений, подстилающих тукулан, происходило не ранее, чем в эпоху зырянского оледенения (71 – 57 тыс. л. н.), по С. М. Фотиеву [3]. Серые среднезернистые пески этой пачки были накоплены в условиях холодного и сухого климата в то время, когда преобладающее распространение получили перигляциальные степи, полупустыни и пустыни.

Формирование перекрывающих пески супесей произошло в период каргинского межледниковья. М. П. Гричук внутри каргинского периода выделяет различные стадии соотношения температуры и влажности, за максимумом влагообеспеченности следует максимум теплообеспеченности: стадия «тепло-сухо» (термоксеротермический климат); стадия «тепло-влажно» (термогидротический климат); стадия «холодно-влажно» (криогидротический климат) и стадия «холодно-сухо» (криоксеротический климат) [4]. В период «тепло-сухо» происходила деградация озер и накопление супесчаного материала, которое сменилось более увлажненным климатом. Рассчитанные значения асимметрии ($As - 0,03 - 0,07$) и модальной фракции ($Md - 0,03 - 0,09$) указывают на обстановку застойного водоема в пойменных условиях, что, в свою очередь, также способствовало накоплению торфяного горизонта.

Каргинский криохрон выше сменяется сартанским (37 – 11 тыс. л. н.) с более суровыми климатическими условиями. Период 18 – 16 тыс. л. н. А. А. Величко выделяет как «главный климатический минимум плейстоцена» [5]. Но чередующиеся пачки песков средне- и мелкозернистого, супесей и суглинков, залегающих выше по разрезу, говорят о том, что на протяжении сартанского криохрона условия также не оставались постоянными. Последующее отступление и усиление суровости климата способствовали формированию супесчано-суглинистых прослоев и их полному промерзанию с образованием повторно-жильных льдов. Об этом свидетельствует наличие льдонасыщенных тонкодисперсных отложений с повторно-жильными льдами в долине р. Линдэ и в верховьях р. Тюнг [6]. Значительное изменение статистических параметров подтверждает резкую смену климатических условий – от эоловых до пойменных. Так, асимметрия ($As - -0,03 - 0,17$) и мода ($Md - 0,31 - 0,34$) указывают на преобладающие периоды активизации ветрового переноса; $As - 0,32 - 0,55$ и $Md - 0,20 - 0,23$ – слабодинамичные русловые процессы и $As - 0,45$ и $Md - 0,03$ – непосредственно пойменные условия.

Второй этап накопления осадков рассматриваемой толщи дюнных песков относится к голоцену. Согласно схеме Блитта-Сернандера голоцен разделяют на бореальный, атлантический, суббореальный и субатлантический периоды. Климат в течение голоцена также не остается постоянным, но цикличность изменений носит более сглаженный характер. Время резкого потепления при переходе от позднеледниковья к голоцену произошло 10700 ± 200 л.н. В течение бореальной эпохи климат был ближе к современному. В это время преобладали условия, способствующие формированию пойменных отложений ($As - 0,55 - 0,84$ и $Md - 0,01 - 0,05$). Следующая за ней атлантическая и нижняя половина суббореальной эпохи отличаются неустойчивым климатом, где были выделены холодные и теплые периоды. К одному из холодных периодов, наиболее продолжительному (около 1 тыс. лет), приурочено накопление пачки хорошо отсортированных песков, отложение которых связано с активным ветровым переотложением вследствие сильного похолодания климата и уменьшения количества осадков порядка 5 тыс. л.н. ($As - -0,15 - 0,0$ и $Md - 0,31 - 0,34$).

Во второй половине суббореальной эпохи отмечается значительное потепление. Ряд авторов относит этот период к климатическому максимуму голоцена [1, 7]. Характерно, что наряду с тенденцией к повышению температуры, отмечается увеличение влажности. Это нашло свое отражение в накоплении мощного горизонта торфяных отложений в результате активизации процессов заболачивания ($As - 0,11 - 0,27$ и $Md - 0,1 - 0,24$). После интервала значительного потепления климатического максимума голоцена следует некоторое понижение температуры, которое приурочено к субатлантической эпохе. В течение этого периода происходит переотложение ранее накопленных осадков. В связи с общим понижением влажности на территории Центральной Якутии снова активизируются эоловые процессы ($As - 0,11 - 0,2$ и $Md - 0,25 - 0,32$), что выражается в формировании дюнных комплексов. Но наличие погребенных почвенных горизонтов свидетельствует о периодических непродолжительных интервалах смягчения климатической обстановки ($As - 0,01 - 0,04$ и $Md - 0,15$), что способствовало развитию растительного покрова и частичному закреплению песчаных толщ.

Таким образом, разрез Кысыл-Сырского тукулана, вскрытого в бассейне нижнего течения р. Вилюй, представляет собой естественную летопись климатической обстановки за последние 40 – 50 тыс. лет. Изучение строения этого тукулана позволило установить здесь два эпизода дюнообразования, оба из которых связаны с похолоданием и аридизацией климата во время сартанского криохрона и во второй половине голоцена. В основании разреза залегают аллювиальные и пойменные пески с прослоями растительного детрита, супеси и суглинки второй половины каргинского термохрона видимой мощностью до 12 м. Выше залегают маркирующий почвенный горизонт с линзами торфа мощностью до 2 м, сформировавшимся на протяжении бореального оптимума голоцена. Венчает разрез современный незакрепленный дюнный комплекс позднего голоцена с погребенными деревьями и фрагментами слаборазвитых почв.

Выполненные исследования и анализ результатов позволяют однозначно идентифицировать современные и древние дюнные образования и отличить их от других фаций Кысыл-Сырского тукулана.

Работа выполнена при поддержке проекта № 15-45-05129 p_восток_a.

Список литературы

1. Урбан, А. А. Новые данные о строении и возрасте отложений эолово-мерзлотных образований Центральной Якутии (на примере тукулана Кызыл-Сырский) / А. А. Урбан, А. А. Галанин // Наука и образование. – 2013. – № 1 (69). – С. 77–81.
2. Урбан, А. А. Литолого-минералогическая характеристика перевеваемого песчаного комплекса «Кызыл-Сырский» / А. А. Урбан, А. А. Галанин, Т. Р. Чжан // Разведка и охрана недр. – 2013. – № 12. – С. 23–27.
3. Фотиев, С. М. Современные представления об эволюции криогенной области Западной и Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене / С. М. Фотиев // Криосфера Земли. – 2005. – Т. IX, № 2. – С. 3–22.
4. Гричук, М. П. Палеоклимат по палинологическим данным / М. П. Гричук // Географические исследования четвертичного периода. – М. : Изд-во Московского ун-та, 1982. – С. 45–57.

5. Кинд, Н. В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным / Н. В. Кинд. – М. : Наука, 1974. – 216 с.
6. Геокриология СССР. Средняя Сибирь / [под ред. Э. Д. Ершова]. – М., 1989. – 414 с.
7. Величко, А. А. Криолитозона / А. А. Величко, В. П. Нечаев, В. В. Баулин [и др.] // Атлас-монография «Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии». Поздний плейстоцен–голоцен – элементы прогноза. – М. : ГЕОС, 2002. – Вып. II, ч. 1. – С. 38–55.

ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ОСНОВАНИЯ И ЗЕМЛЯНОГО ПОЛОТНА НА УЧАСТКЕ АЯЖМ «ТОММОТ – КЕРДЕМ»

Чжан А. А.

*Кафедра мерзлотоведения МГУ им. М. В. Ломоносова, г. Москва,
Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, г. Якутск*

В последние десятилетия одной из активно обсуждаемых стратегических программ, призванных решить вопрос о создании единой мировой сети железных дорог, является проект строительства Трансконтинентальной магистрали через Берингов пролив. Его цель – соединение Европы, Азии и Северной Америки. Логика такого проекта органически вписывается в сформулированные Правительством РФ задачи по развитию Сибири и Дальнего Востока России.

На сегодняшний день завершено строительство Амуро-Якутской железнодорожной магистрали (АЯЖМ) Беркакит – Томмот – Якутск. Протяженность АЯЖМ более 800 км в направлении с юга на север, практически в субмеридиональном направлении. По существу, она является первой очередью строительства Трансконтинентальной магистрали (ТКМ) через Берингов пролив.

Устойчивость железной дороги Беркакит – Томмот – Якутск в значительной степени связана с устойчивостью самой криолитозоны, служащей основанием и средой инженерных объектов. Помимо температуры, на устойчивость криолитозоны существенно влияет ее льдистость, которая, как известно, увеличивается к северу. Наиболее сложными геокриологическими условиями, по данным Института мерзлотоведения СО РАН и изыскательских работ, проведенных проектными организациями «Мосгипротранс», «Уралгипротранс», «ЮжЯкутТИСИЗ» и др., характеризуется участок трассы 670–730 км, где развит ледовый комплекс, льдистость грунтов оснований которого достигает 50–60%. Отличительной особенностью мерзлых пород на этом участке является то, что они содержат мощные повторно-жильные льды (ПЖЛ), залегающие на глубине 3–5 м от дневной поверхности [1–6 и др.].

Сложность и неоднородность геокриологических условий трассы АЯМ предопределила необходимость применения индивидуального проектирования на отдельных ее участках, где нужно было использовать первый принцип строительства. В наибольшей мере это было реализовано при пересечении трассой ледового комплекса. Для управления тепловым взаимодействием используются следующие мероприятия: 1) укладка каменной наброски на откосы насыпи; 2) укладка теплоизолятора на откосы насыпи; 3) установка вентиляционных коробов. Это одни из комплекса используемых на данный момент мероприятий, препятствующих деградации многолетнемерзлых пород в основании насыпи.

Выполненные исследования на одном из участков АЯЖД «Томмот – Кердем» с использованием методов математического моделирования позволили получить следующие результаты.

1. Участок железной дороги «Томмот – Кердем» расположен в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород. Мощность мерзлой толщи варьирует от 140 до 260 м. На межгаласных пространствах температура горных пород изменяется от $-1,0$ до $-4,0^{\circ}\text{C}$. Отличительной особенностью мерзлых пород на этом участке является то, что они содержат мощные ПЖЛ, залегающие на глубине 2 – 5 м от дневной поверхности. Криотекстура вмещающих пород: линзовидно-слоистая, массивная и массивно-поровая. Весовая влажность колеблется в пределах 25 – 63%. Мощность ледового комплекса достигает 10 и более метров.

Экзогенные геологические процессы и явления широко развиты и представлены многими неблагоприятными проявлениями, особенно 688 – 734 км, где развит ледовый комплекс. Так, по трассе АЯЖМ установлено развитие в естественных условиях таких криогенных процессов, как термокараст, термосуффозия, наледи, термоэрозия и др. В пределах построенной железной дороги уже в настоящее время происходит активизация развития этих и других криогенных процессов, первопричиной которых является многолетнее оттаивание грунтов в основании насыпи.

2. Дорога приводит к существенному изменению температурного режима ММГ. При этом проезжая часть, которая очищается от снега, способствует понижению температуры ММГ, а откосы, на которых скапливается снег, – повышению температуры. При большой длине откоса (большой высоте насыпи) суммарный эффект оказывается положительным и под насыпью происходит многолетнее оттаивание ММГ и деформация пути. Во избежание многолетнего оттаивания применяются охлаждающие устройства в виде каменной наброски на откос, укладки на откосе теплоизолятора или вентиляционных коробов.

3. Проведенное математическое моделирование теплового взаимодействия насыпи с многолетнемерзлыми грунтами основания показало устойчивое охлаждение основания насыпи каменной наброской и теплоизолятором независимо от высот рассмотренных насыпей. Вентиляционные же короба дают стабильное охлаждение основания лишь при высоте насыпи 3 м, а при высоте насыпи 9 м в теле и основании насыпи существует талик.

Выполненный экономический анализ перечисленных выше охлаждающих устройств показал, что для всех рассмотренных высот насыпи на трассе Томмот – Якутск наиболее целесообразным является применение теплоизоляции из пенополистирола. Теплоизоляция – эффективное средство управления тепловым взаимодействием насыпи с мерзлыми грунтами основания, она позволяет избежать их многолетнего оттаивания и обеспечивает устойчивость земляного полотна и верхнего строения пути на весь период эксплуатации.

Список литературы

1. Ашпиз, Е. С. Использование синтетических теплоизоляторов для сохранения мерзлотных условий в основании железнодорожной насыпи / Е. С. Ашпиз, Л. Н. Хрусталева, Л. В. Емельянова [и др.] // Криосфера Земли. – 2008. – Т. X, № 2. – С. 84–89.

2. Емельянов, Н. В. Программа расчета теплового взаимодействия инженерных сооружений с вечномерзлыми грунтами «WARM» / Н. В. Емельянов, Г. П. Пустовойт, Л. Н. Хрусталеv, С. В. Яковлев // Свидетельство № 940281. – М. : РосАПО, 1994.
3. Кондратьев, В. Г. Стабилизация земляного полотна на вечномерзлых грунтах / В. Г. Кондратьев. – Чита, 2011. – 176 с.
4. Патент № 2242813 Российская Федерация. Дорожная насыпь на вечномерзлых грунтах / Е. С. Ашпиз, М. П. Лукин, Л. Н. Хрусталеv, В. В. Шолин ; опубл. Бюл. № 13, 2008.
5. Хрусталеv, Л. Н. Основы геотехники в криолитозоне : учебник / Л. Н. Хрусталеv. – М. : МГУ, 2005. – 544 с.
6. Шестернев, Д. М. Геокриологические условия и их изменения при строительстве железной дороги АЯМ на участках «ледового комплекса» / Д. М. Шестернев, Н. И. Шендер, С. П. Варламов [и др.] // Проблемы инженерного мерзлотоведения : материалы IX Международной симпозиума, 3 – 7 сентября 2011 г., г. Мирный, Россия / [отв. ред. Р. В. Чжан] ; Рос. акад. наук, Сиб. отделение, ИМЗ им. П. И. Мельникова. – Якутск : Изд-во ИМЗ СО РАН, 2011. – С. 267–272.

**ПЛЕНАРНЫЕ ДОКЛАДЫ III ВСЕРОССИЙСКОГО
НАУЧНОГО МОЛОДЕЖНОГО
ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОГО ФОРУМА,
не вошедшие в сборник 2013 г.**

**ЭВОЛЮЦИЯ ПРИБРЕЖНО-ШЕЛЬФОВОЙ МЕРЗЛОТЫ В АРКТИКЕ:
РОССИЙСКИЕ И МЕЖДУНАРОДНЫЕ ЭКСПЕДИЦИИ,
РЕЗУЛЬТАТЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ**

Григорьев М. Н.

Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

Океаническая криолитозона в Северном полушарии занимает около 13 млн. км², однако она является малоисследованной. Значительная ее часть представлена отрицательно-температурными донными породами. По ряду моделей мощность субаквальных мерзлых пород на шельфе исследуемых морей достигает 250 – 600 м. Деградация СММП мощностью около 600 м, в зависимости от разных граничных условий, может длиться от 5 до 100 и более тысяч лет. Мощность и площадь распространения СММП достоверно не определены. Логично предположить, что континентальная мерзлота, оказавшаяся под морем в результате последней морской трансгрессии, сохраняется на значительном расстоянии от берега. В соответствии с длительностью пребывания в условиях, исключающих регулярное охлаждение, получая тепло сверху (море) и снизу (внутриземные тепловые потоки), мерзлая толща в вертикальном разрезе должна выглядеть, по-видимому, как протяженный клин, сужающийся на север.

Фактические сведения о развитии подводной мерзлоты морей Восточной Сибири имеются лишь по ограниченному числу относительно неглубоких (10 – 80 м) буровых профилей, вскрывших мерзлые породы под прибрежным дном. Эти данные показывают, что практически во всех случаях кровля субаквальных мерзлых пород медленно или с резкими перегибами погружается с увеличением глубины моря. Динамика кровли СММП обычно связана со скоростью отступления берегов, поскольку континентальная мерзлота здесь переходит в подводное положение и темп ее тепловой деградации является функцией времени. На базе собственных и опубликованных данных о строении подводного берегового склона, его геокриологических, литологических и морфологических особенностей автором проведен анализ основных параметров развития и распространения субаквальной мерзлоты в пределах мелководного шельфа морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Основной целью исследований было выяснение закономерностей, присущих трансформации мерзлоты под морем, в частности, деградации кровли СММП. Наибольшее внимание уделялось самым распространенным мерзлым породам – реликтовым, сформировавшимся в субаэральных условиях и перешедшим в подводное положение в результате трансгрессии моря и эрозии берегов.

Новообразование мерзлых пород происходит на мелководье. Они распространены в основном в пределах устьевого взморья на участках выдвижения

речных дельт, а также в полузамкнутых заливах, где преобладает аккумуляция терригенного материала. Кровля новообразованных ММП имеет наиболее пологие уклоны (от суши в море) – от 0,0002 до 0,0030. Очевидно, что развитие этих толщ и морфологию их кровли определяют объем твердого речного стока, а также скорость осадконакопления и активность размыва морского края дельт и заливов. Если аккумуляция опережает размыв, подводные и надводные части дельт выдвигаются в море в виде нарастающих баров, сингенетически промерзающих в условиях осадконакопления. При этом в прибрежной зоне растут мощность и площадь распространения новообразованных толщ ММП и СММП.

Всего по морям Восточной Сибири опубликованы данные более чем по 30 буровым профилям, вскрывшим подводную мерзлоту (рис. 1).

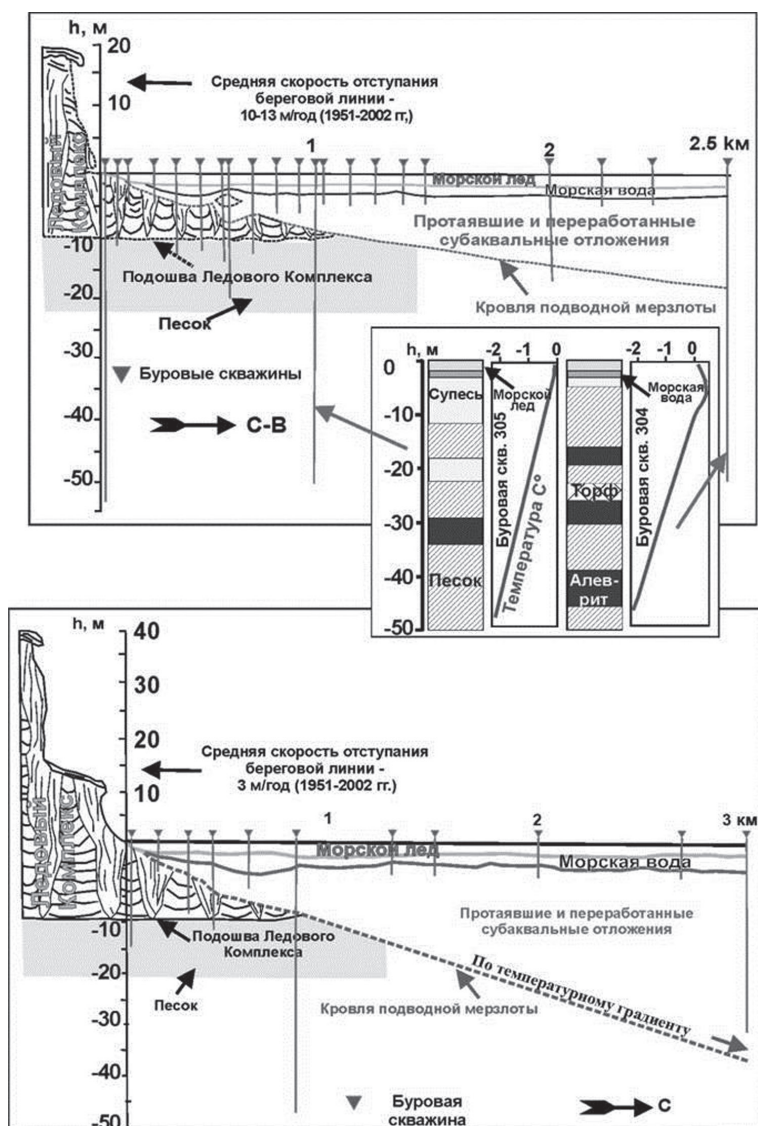


Рис. 1. Буровые профили у северного мыса о-ва Муостах (вверху) и у урочища Мамонтовий-Хаята Быковского п-ова (внизу), вскрывшие СММП. Центральный сектор моря Лаптевых

На профилях восточнее дельты Лены, вблизи о-ва Муостах и Быковского п-ова, уклоны поверхности субаквальной мерзлоты (0,007 и 0,013) являются типичными для подводного склона, прилегающего к отступающим льдистым берегам и в целом соответствуют темпу разрушения термоабразионных береговых уступов на этих участках (13 и 3 м/год).

В 2003 г. в западном секторе моря Лаптевых, в районе мыса Мамонтов Клык, пробурен меридиональный профиль. Уклон СММП на этом профиле от берега до 1,3 км в море достаточно крутой (0,015), а на участке от 1,3 до 1,4 км – экстремально крутой (более 0,3). Эту аномалию можно связать с существованием древнего (200 – 300 лет назад) термокарстового озера с подозерным таликом, оказавшегося под наступающим морем и расположенного вблизи бурового профиля. Расчеты показывают, что средний темп проседания кровли подводной реликтовой мерзлоты на этом участке прибрежного шельфа составляет около 8 см/год.

Другой буровой профиль был пройден с применением более мощной буровой техники в 2005 г. в том же районе (рис. 2).

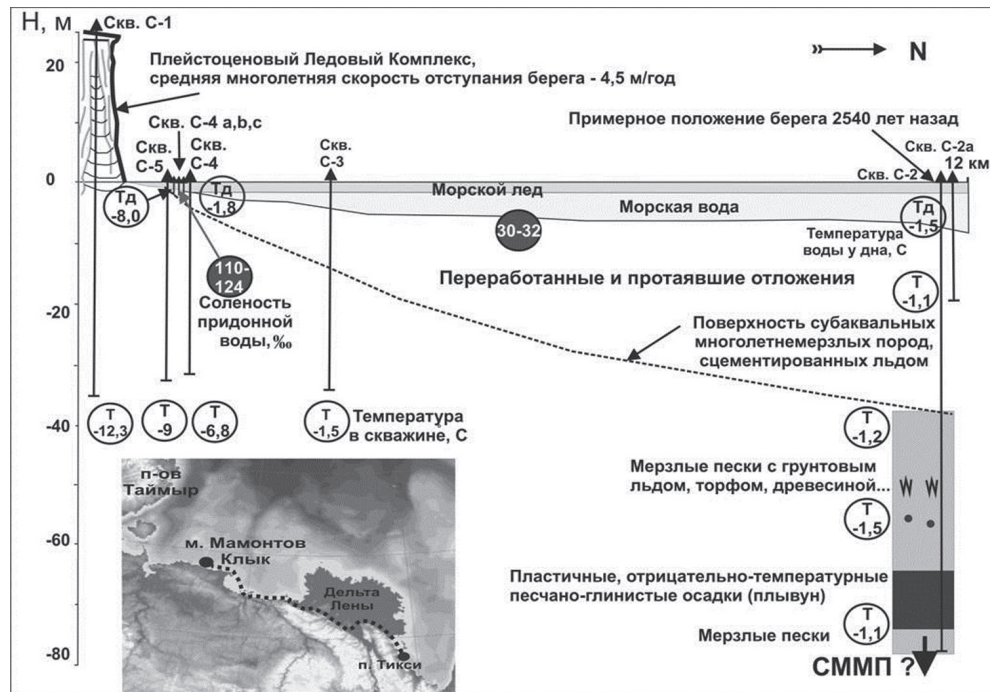


Рис. 2. Схема бурового профиля экспедиции «Южный берег моря Лаптевых» вблизи мыса Мамонтов Клык, в западном секторе моря Лаптевых, побережье Анабар-Оленекского междуречья (2005 г.)

Мерзлые породы здесь представлены реликтовыми континентальными плейстоценовыми отложениями, за исключением нижних горизонтов, вскрытых скважиной С-2. Подошва ледового комплекса в этом районе, как правило, расположена ниже уровня моря и подстилается преимущественно песчаными отложениями с ледово-песчаными жилами, органическими остатками, суглинисто-супесчаными и глинистыми прослоями, а также с включениями дресвы и гравия.

Аналитические исследования, показали, что в основании переработанных и протаявших под морем отложений лежат позднеплейстоценовые породы. Верхняя их часть – это ледовый комплекс (в прибрежной части профиля), перекрывающий перигляциальный аллювий, с датировками $59,3 \pm 5,8$ (RLOG 1729-026) и $86,2 \pm 5,9$ (RLOG 1728-026) тыс. лет, который, в свою очередь, подстилается морскими осадками ($111,1 \pm 7,5$ тыс. лет, RLOG 1727-026).

Довольно сложно предположить, что исследуемая толща СММП деградировала здесь снизу почти полностью за 2,5 тысячи лет (при мощности ММП в береговой зоне этого региона 500 – 700 м). Вероятно, в нижней части разреза существует сложная гидрогеологическая обстановка, обусловленная миграцией криопэггов.

В ходе бурения профиля проводилось изучение состава придонного слоя осадков, лежащих под припайным льдом. Обнаруженные криопэги (соленость от 100 до 124‰, при температуре $-7...-9^\circ\text{C}$) залежали в слое мощностью около метра, находящемся между кровлей СММП и горизонтом донных осадков, промороженных через лед. Отжимаясь вниз при зимнем промерзании, они концентрируются у поверхности многолетнемерзлых пород в условиях повышенного давления в замкнутом или полужамкнутом пространстве. Существование в зоне припайных льдов криопэггов, ранее часто встречавшихся нами и другими исследователями на прибрежном шельфе, по-видимому, очень широко распространённых, ставит вопрос об их влиянии на темпы деградации верхних горизонтов подводной мерзлоты, расположенной в зоне припайных льдов.

Расчет скорости деградации СММП сверху показывает, что она существенно отличается в разных частях подводного берегового склона (таблица).

Примечание. Инверсия – обратный уклон (в сторону берега) поверхности СММП, отмечаемый на ряде участков.

В пределах подводного берегового склона, прилегающего к льдистым берегам, средний темп понижения кровли СММП (за весь период растепления) изменяется от менее 1 до 30 см в год, при значительном падении скорости деградации подводной мерзлоты на его нижней границе.

Выявлена достаточно четкая корреляционная связь, определяющая зависимость морфологии или уклона кровли СММП от типа побережья и его динамической активности. Наиболее пологие профили кровли СММП фиксируются в областях интенсивной аккумуляции материала, обычно вблизи мелководных дельтовых побережий и в пределах мелководных заливов, где происходит новообразование СММП. Быстрое отступление берегов, в частности льдистых, также приводит к образованию пологого уклона кровли СММП. В первой стадии контакта с морскими водами темп деградации кровли СММП в прибрежной зоне варьирует от 1 до 25 см в год, в зависимости от скорости отступления берега, гидрологических, климатических и других параметров, при уклоне этой кровли в сторону моря, равном 0,002 – 0,030. Весьма крутой уклон кровли СММП (0,035) фиксируется у стабильных берегов, сложенных плейстоценовыми и голоценовыми отложениями (Ванькина губа и др.), а наиболее крутой – вблизи коренных берегов. Особенности развития прибрежных СММП также зависят от конфигурации береговой линии и степени открытости морскому влиянию, температуры и солености придонной воды. В целом, уклон кровли СММП в пределах подводного берегового склона варьирует в широких пределах (0,0002 – 0,1000), составляя в среднем 0,011.

**Средняя скорость понижения верхней границы ММП (V_d),
погруженных под уровень моря (м/год)**

Расстояние скважины от береговой линии L, м	Средняя скорость отступления берега V_0 , м/год	Длительность контакта участка с морской водой, $T = L/V_0$, годы	Абс. высота кровли СММП Н, м	$V_d = H/T$, м/год (за весь период растепления)	V_d между соседними скважинами, м/год
Проф. 1: Подводный береговой склон (ПБС) у северного мыса о. Муостах					
65	13,0	5,00	-1,0	0,200	0,300 max
100	13,0	7,70	-1,8	0,230 max	0,140
200	13,0	15,40	-2,9	0,190	0,180
300	13,0	23,10	-4,3	0,186	0,090
400	13,0	30,10	-4,9	0,160	-0,580 (инв.)
420	13,0	32,30	-4,0	0,120	0,620 (инв.)
500	13,0	38,50	-7,9	0,210	-0,270 (инв.)
600	13,0	46,15	-5,8	0,130	0,150
850	13,0	65,40	-8,6	0,130	0,074
2500	13,0	192,30	-18,0	0,090	–
Средняя скорость понижения кровли СММП				0,165	0,150 (исключая инверсию)
Проф. 2: ПБС у северо-восточного побережья Быковского п-ова					
150	3,0	50,0	-3,5	0,070	0,050
300	3,0	100,0	-6,0	0,060	0,055
420	3,0	140,0	-8,8	0,060	0,030
850	3,0	283,0	-12,8	0,045	0,045
3000	3,0	1000,0	-45,0	0,015	–
Средняя скорость понижения кровли СММП				0,050	0,045
Проф. 3: ПБС, у мыса Мамонтов Клык, профиль 2003 г.					
400	5,8	69,0	-3,60	0,05	0,065
600	5,8	103,4	-5,85	0,06	0,070
1000	5,8	172,4	-10,50	0,06	0,130
1300	5,8	224,1	-17,20	0,08	–
Средняя скорость понижения кровли СММП				0,06	0,090
Проф. 4: ПБС в районе мыса Мамонтов Клык, профиль 2005 г.					
500	4,5	111,1	-2,8	0,025	0,090
1000	4,5	222,2	-3,9	0,018	0,018
3000	4,5	666,7	-12,0	0,018	0,012 min
11500	4,5	2 555,6	-35,5	0,014 min	
Средняя скорость понижения кровли СММП				0,019	0,040
Средняя скорость понижения кровли СММП по четырем профилям				0,074	0,080

Изучение субаквальных многолетнемерзлых пород арктических морей Восточной Сибири имеет фундаментальное научное значение, поскольку вопросы эволюции, геологической и географической истории этого образования до сих пор не имеют однозначных ответов. Знание особенностей распространения и динамики СММП необходимо и в практических целях. Контроль изменения глубины – важнейшего навигационного параметра – с учетом влияния процессов деградации СММП имеет существенное значение для морского

транспорта. Знание мерзлотно-геологических условий дна арктических морей важно при освоении углеводородных и других ресурсов шельфа.

Для принятия обоснованных решений по обозначенным проблемам нужен научный анализ имеющихся и получение новых данных по комплексу научных направлений, прежде всего по наукам о Земле. Освоение ресурсов Восточно-Сибирского арктического шельфа должно сопровождаться опережающим изучением прибрежно-шельфовой зоны и разработкой экологически безопасных методов освоения Арктики. В апреле 2009 г. 23-я сессия Комиссии ООН по границам континентального шельфа одобрила заявку Норвегии на установление внешних границ этого государства. России еще предстоит получить такое одобрение органа ООН на расширение своей юрисдикции в Арктике, в том числе и в восточном секторе – в определении внешней границы шельфа моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря. В этой связи изучение геологического строения, истории развития осадочных бассейнов континентальной части арктических территорий северо-востока РФ и шельфа морей Лаптевых и Восточно-Сибирского становится все более актуальным.

По итогам визита Председателя правительства РФ В. В. Путина по регионам Сибири и Дальнего Востока в августе 2010 г. Правительством РФ было принято решение о строительстве на острове Самойловском в дельте р. Лены новой современной научно-исследовательской станции с целью активизировать комплексное изучение состояния и эволюции природной среды Восточной Арктики РФ. В 2013 г. новая станция начала свою работу по арктической программе СО РАН, цель которой – консолидировать институты Сибирского отделения для организации комплексных, мультидисциплинарных исследований в относительно малоизученном Восточно-Сибирском регионе Арктики, в выполнении приоритетных фундаментальных и прикладных тем работ.

В регионе, охватывающем устьевую область р. Лены и прилегающее арктическое побережье, имеется мощный научный потенциал.

1. Структуры РАН на постоянно действующей основе:
 - Полярная геокосмофизическая обсерватория, Тикси, Институт космофизических исследований и аэронавтики СО РАН, Якутский филиал;
 - Международная сейсмическая станция «Тикси», Геофизическая служба СО РАН.
2. Научно-производственные организации:
 - Государственный природный заповедник Усть-Ленский;
 - Территориальное управление гидрометеослужбы;
 - Гидрографическая Тиксинская база, Гидрографическое предприятие.
3. Организации, выполняющие сезонные научные и научно-производственные работы:
 - Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, г. Якутск;
 - Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток;
 - Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пущино (мерзлотно-почвенные и геотемпературные исследования);
 - Институт геологии алмаза и благородных металлов, СО РАН, г. Якутск;
 - Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова;
 - Арктический и антарктический институт, Росгидромет, г. Санкт-Петербург;

- Институт биологических проблем криолитозоны СО РАН, г. Якутск;
 - ОАО «Нижне-Ленское», г. Якутск;
 - Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск;
 - Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск;
 - Северо-Восточный федеральный университет, г. Якутск;
 - Институт лимнологии СО РАН, г. Иркутск;
 - Институт геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск;
 - Институт археологии и этнографии СО РАН, г. Новосибирск;
 - Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Якутск;
 - Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург;
 - Зоологический институт РАН, г. Санкт-Петербург;
 - Институт леса СО РАН, г. Красноярск;
 - Петербургский государственный университет путей сообщения, г. Санкт-Петербург;
 - Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток;
 - Институт проблем экологии и эволюции РАН, г. Москва);
 - Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН, г. Мурманск;
 - Международная биологическая станция «Лена-Норденшельд».
4. Основные российские и международные экспедиции (до 10 – 12 в год):
- Экспедиции РАН и СО РАН (рис. 3);
 - Российско-германские экспедиции;
 - Российско-американские экспедиции;
 - Российско-японские экспедиции.



Рис. 3. Схема расположения ключевых участков экспедиционных исследований научных организаций СО РАН в арктической зоне Республики Саха (Якутия) в 1990 – 2013 гг.

- Основные международные научные проекты, осуществляемые в регионе:
- Межправительственный Российско-германский проект «Система моря Лаптевых»;
 - Российско-германский проект «Оценка чувствительности динамики арктических берегов к глобальным изменениям»;

- Российско-японский проект «Наземные наблюдения водно-тепловых условий и растительного покрова в Якутии»;
- Международный проект «Термическое состояние мерзлоты»;
- Российско-японский проект «Передача энергии при взаимодействии солнечного ветра с магнитосферой»;
- Международная программа «ИНТЕРМАГНИТ»;
- Международный проект «Регистрация землетрясений Якутии цифровыми сейсмическими станциями и анализ их записей с помощью специальных компьютерных программ»;
- Российско-американский проект «Бурение шельфа. Потоки парниковых газов в арктических морях»;
- Российско-японский проект «Азиатско-австралийский муссонный проект, Сибирский регион»;
- Российско-японский проект «Параметризация экосистемы в арктической зоне Восточной Сибири»;
- Международный проект «Динамика арктических берегов»;
- Российско-японский проект «Человек и природа в Сибири в контексте глобального потепления»;
- Российско-голландский проект «Долговременные наблюдения почвенных потоков углерода и метана в сибирской тундре»;
- Международный проект «Безопасность проведения ядерных испытаний на территории РФ и сопредельных государств»;
- Российско-американский проект «Потоки парниковых газов в арктических морях».

FLOOD HISTORY OF KHERLEN RIVER, MONGOLIA

Tanaka, Yukiya¹, Kim, Song-Hyun¹, Kashima, Kaoru²

¹*Kyung Hee Univ., Korea, ²Kyushu Univ., Japan*

1. Introduction

Slackwater deposits are relatively fine grained flood sediments which occurred at 1) the junctions of main stream and tributaries, 2) bedrock cave, and 3) slip-off slopes. Paleoflood studies based on slackwater deposits analysis have been carried out in a wide variety of physiographic and climatic settings (Kochel, R.C. and V. R. Baker, 1988). However a few studies about paleoflood in Mongolia have been elucidated. Therefore, this study aims to elucidate the paleoflood history of Kherlen river through the analysis of slackwater deposits.

2. Study area and methods

Kherlen river originates from the Khenti Mountains in the northeastern part of Mongolia. Kherlen river flows into upstream of Amur (Heilong) river through Dalai (Hulun) lake (Fig.1).

Sampling site (about 120 km east to Ulaanbaatar) is located at the tributary mouth along Kherlen river (Fig. 2). Tributary stream flows into main stream of Kherlen river



Figure 1. Map of sampling site

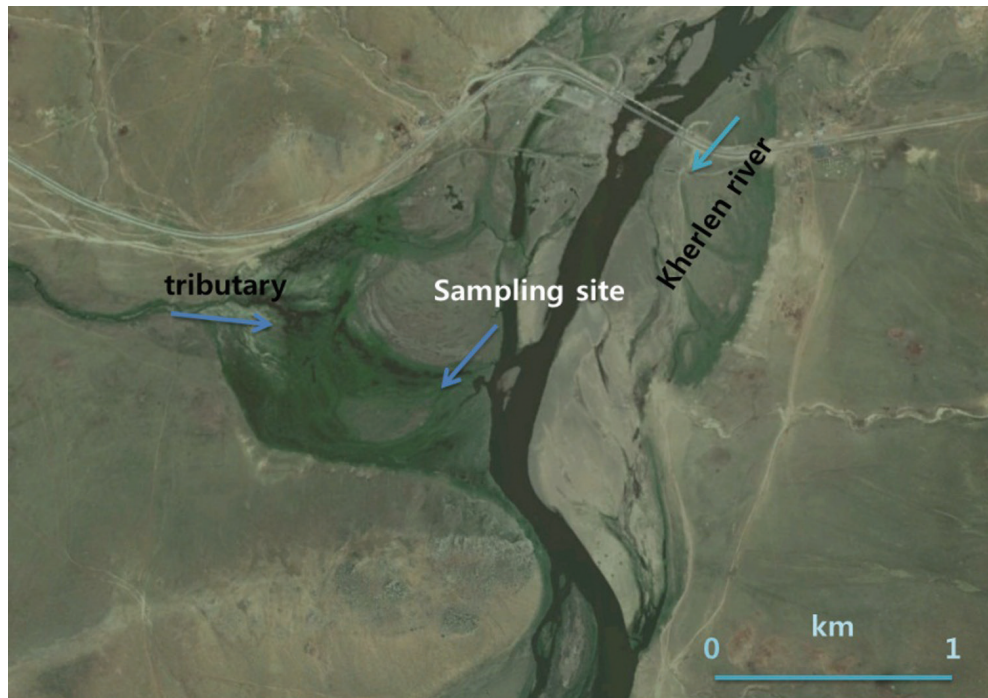


Figure 2. Location map of sampling site

at this site, based on geomorphological characteristics, flood sediments are thought to be deposited by backflooding associating with huge flood occurrence. Slackwater deposit was sampled as a core sample with 210 cm length at this sampling site using soil sampler. To elucidate paleoflood events, grain size distribution of samples and C14 dating for woods and shells occurred in samples were measured. Occurrences of Cs137 for samples also were detected. Analysis for recent 30 years discharge data measured at Baganuur observatory station of Institute of Mongolian Hydrology and Meteorology.

3. Results and discussions

Kherlen river shows the distinct transmission loss based on the comparison of Baganuur data (upstream) and Undurkhaan data (downstream) (Fig. 3). The hydrological data from Baganuur station near sampling site show that huge flood event occurred at 1990. According to result of interview to local people, the sampling site was submerged by this flood event of 1990 and this event is the last flood submerging the site.

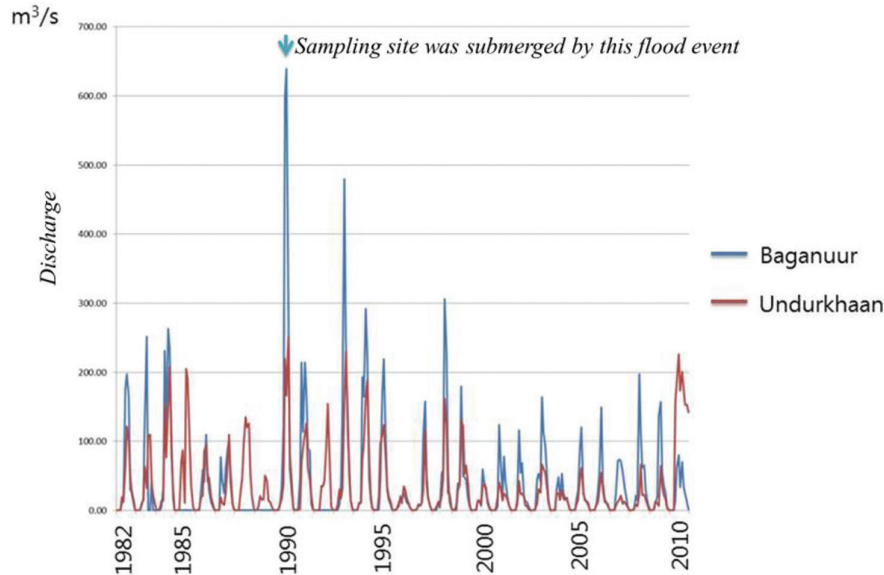


Figure 3. Hydrograph of Kherlen river

Discharge data (1982-2010) were measured at Baganuur and Undurkhaan observatories of Institute of Meteorology and Hydrology. Fig.3 shows that the results of grain size analysis, Cs137 detecting and C14 dating. Based on grain size analysis, occurrence of coarse grain size means deposition by huge flood. The results of C14 dating show that the ages of depth of 80cm, 175cm and 130 cm are $1050\pm 30\text{yrBP}$, $1579\pm 19\text{yrBP}$ and $1536\pm 19\text{yrBP}$, respectively. Occurrence of Cs137 means that the deposition occurred after 1950's. The results are summarized as follows: 1) At least 17 times great flood events were occurred since 5th century, based on the analysis of grain size distributions and facies of slack water deposits, 2) At least 7 times great flood events occurred in 5th and 6th centuries and at least 4 times great flood events occurred from 6th to 11th centuries, 3) At least 6 times great flood events occurred from 11th century to 20th century. This fact implies that the less frequent flood period occurred since 11th century, 4) At least 2 times great flood events occurred after 1950's. The last flood event occurred in 1990.

This means that huge flood frequently occurred from 5th to 6th century. At least 7 times great flood events occurred in 5th and 6th centuries. Humid climate occurred from the latter 5th century in Ordos area, the southern Mongolia (Gong, G. and S. Hameed, 1991). Our result means that climate changed to be humid from 5th century in Mongolian plateau area. Less frequent floods period occurred since 11th century. This means that the dry climate occurred between 11th century and 20th century.

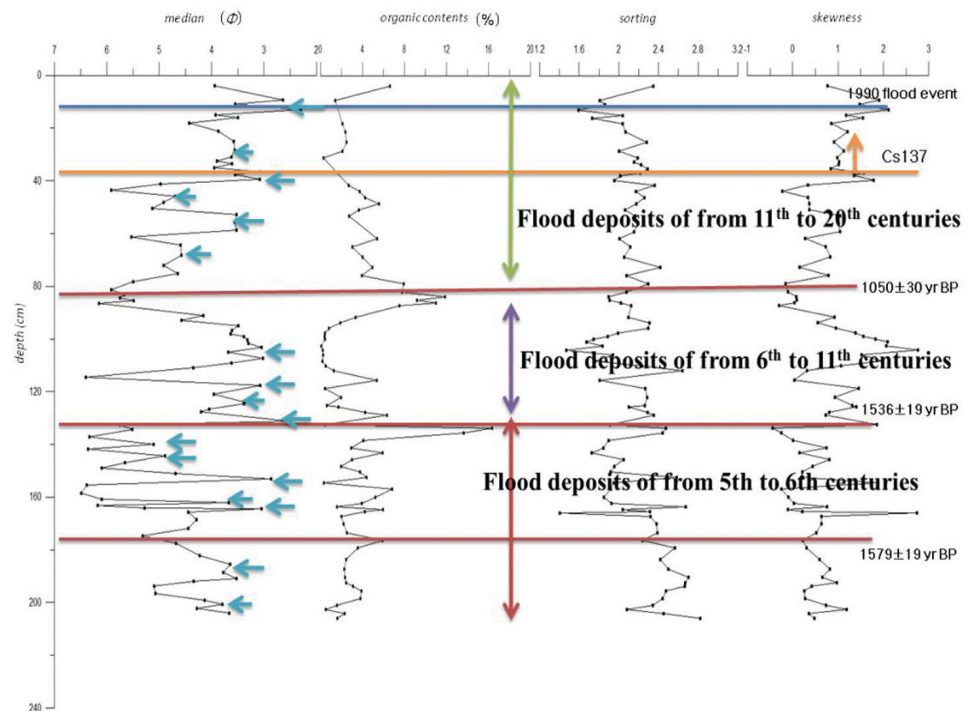


Figure 4. Results of grain size analysis, Cs137 detection and C14 dating

4. Conclusions

1. At least 17 times great flood events were occurred since 5th century, based on the analysis of grain size distributions and facies of slack water deposits.
2. At least 7 times great flood events occurred in 5th and 6th centuries and at least 4 times great flood events occurred from 6th to 11th centuries.
3. At least 6 times great flood events occurred from 11th century to 20th century. This fact implies that the less frequent flood period occurred since 11th century.
4. At least 2 times great flood events occurred after 1950's. The last flood event occurred in 1990.

Reference cited

1. Kochel, R.C. and V. R. Baker (1988) Paleoflood analysis using slackwater deposits. In "Flood Geomorphology" (Baker, V.R., Kochel, R.C. and Patton, P.C. eds.), pp. 357-376. John Willey & Sons, New York.
2. Gong, G. and S. Hameed (1991) The variation of moisture conditions in China during the last 2000 years. International Journal of Climatology. 11, 271-283.

К 100-ЛЕТИЮ ОТДЕЛЕНИЯ РУССКОГО ГЕОГРАФИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА В РЕСПУБЛИКЕ САХА (ЯКУТИЯ)

Федоров А. Н.¹, Иванова Р. Н.¹, Саввинов Г. Н.²

¹ *Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, г. Якутск;*

² *Научно-исследовательский институт прикладной экологии Севера СВФУ
им. М. К. Аммосова, г. Якутск*

6 (19) августа 1845 г. последовало высочайшее повеление императора Николая I на учреждение Русского географического общества (впоследствии, с 28 декабря 1849 г., Императорское Русское географическое общество). Эпоха, в которую было создано Русское географическое общество, по праву считается золотым веком географической науки. Подобные организации создавались тогда во многих странах. Русское географическое общество стало четвертым в Европе и пятым в мире.

Важнейшим событием стало создание постоянной комиссии ИРГО по изучению Арктики. Это позволило систематизировать экспедиционную деятельность и обобщить полученные уникальные сведения о природе, геологии и этнографии Крайнего Севера. При освоении этой огромной территории неоценимую помощь и содействие оказали представители местного населения, что способствовало ускорению темпов географических открытий того времени [1].

В начале 50-х годов XIX века в обществе появились первые региональные отделы. Одним из первых 17 ноября 1851 г. в Иркутске открылся Сибирский отдел РГО (СОИРГО) под председательством генерал-губернатора Восточной Сибири Н. Н. Муравьева. С 1877 г. он стал называться Восточно-Сибирским отделом (ВСОИРГО). Якутская область относилась к этому отделу. Многие прогрессивные жители нашего края стали членами и почетными членами этого отдела. Среди них можно назвать областного землемера Степанова, представившего рукопись «Описание округов Якутской области», виллойского исправника П. Э. Кларка, Святителя Иннокентия (Вениаминова), епископа Якутского и Виллойского Дионисия Хитрова, миссионера А. Аргентова, купцов Н. Чихачева, А. К. Носова, П. И. Захарова, жителей Верхоянья В. Г. Карзина, Н. С. Горхова и др.

В 1856 г. Сибирский отдел начал издавать «Записки СОИРГО», затем «Известия ВСОИРГО» и «Труды ВСОИРГО». В них публиковались протоколы научных заседаний, отчеты экспедиций, научные труды членов общества, краеведческие статьи. Также ВСОИРГО выпускал большое количество книг, среди них «Верхоянский сборник» И. А. Худякова, «Краткий русско-якутский словарь» Э. Пекарского, дневники экспедиции Р. К. Маака и др.

Отделом было организовано несколько самостоятельных экспедиций, из которых следует отметить Виллойскую (1854 – 1855 гг.), Амурскую (1855 – 1856 гг.) и Уссурийскую (1859 г.) под руководством Р. К. Маака.

Якутская (Сибиряковская) экспедиция по изучению жизни и быта народов Якутской области 1894 – 1896 гг. была организована по частной инициативе известного мецената, ленского золотопромышленника И. М. Сибирякова, который пожертвовал на это исследование огромную по тем временам сумму (12 тыс. руб.). По итогам этой экспедиции медалями РГО были награждены Владимир Ильич Йохельсон и Эдуард Карлович Пекарский.

В 1908 г. по инициативе Э. К. Пекарского в Якутске был открыт отдел Общества изучения Сибири и улучшения ее быта. 14 октября 1908 г. 56 членов этого общества обратились в ИРГО с заявлением открыть отдел в Якутске. Среди учредителей Якутского отдела ИРГО были такие замечательные личности, как вице-инспектор корпуса лесничих, основоположник звероводства в России О. В. Маркграф, автор проектов дореволюционных каменных зданий архитектор К. А. Лешевич, секретарь Якутского статкомитета, координатор многих экспедиций ИРГО А. И. Попов, будущий первый нарком финансов А. А. Семенов, городской голова П. А. Юшманов, а также представители зарождающейся якутской интеллигенции, представители купечества, меценаты Г. В. Никифоров, Н. А. Аверинский и др. В августе 1913 г. почти все они стали первыми членами Якутского отдела ИРГО, являвшегося одним из первых научных сообществ на Северо-Востоке России.

25 августа 1913 г. в здании областного музея и публичной библиотеки состоялось торжественное заседание по открытию ЯО РГО. Количество членов общества от 45 в 1913 г. выросло в 1915 г. до 95 человек. Главной задачей Якутского отдела Русского географического общества считалось «исследование Якутии в географическом, этнографическом и статистическом отношениях» и предполагалось объединить деятельность местных краеведов и исследователей, организовать экспедиции по изучению края, содействовать всем лицам, посещающим Якутскую область с научной целью, а также местным исследователям. Отдел начал свою работу неплохо – уже в 1915 г. издал первый том «Известий Якутского отдела Русского географического общества». Колоссальная работа за короткое время была проведена ЯО РГО по организации сети метеорологических станций и улучшению экспозиции областного музея [2].

В первые годы Советской власти (в сентябре 1922 г.) по инициативе научного отдела Народного комиссариата просвещения ЯАССР образовалось Якутское краевое географическое общество. При нем действовали историческая и этнографическая секции, занимавшиеся сбором материалов по истории, фольклору, этнографии, истории политической ссылки и пропагандой исторических знаний. В числе первых членов Якутского отдела РГО советского периода были великий якутский просветитель А. Е. Кулаковский, старейший учитель-краевед, Герой Труда П. Х. Староватов, известные историки-краеведы Г. А. Попов, Е. Д. Стрелов, М. А. Кротов, библиограф Н. Н. Грибановский и другие, которые принимали активное участие в работе общества. В мае 1924 г. Якутское краевое географическое общество было ликвидировано и восстановлена деятельность Якутского отдела РГО.

Если до 50-х годов прошлого столетия географическое изучение Якутии проводилось исключительно исследователями центральных научных учреждений страны, то со второй половины XX в. несомненно ведущую роль заняли якутские исследователи – сотрудники научных и научно-образовательных учреждений г. Якутска.

В советский период Якутский филиал Географического общества СССР объединял огромное количество специалистов (около 300 действительных членов) и учреждений [3]. Например, в Институте мерзлотоведения СО АН СССР в 1980-е годы насчитывалось более 40 действительных членов географического общества, среди них были П. И. Мельников, В. Т. Балобаев, М. К. Гаврилова,

Н. П. Анисимова, И. А. Некрасов, Е. М. Катасонов и другие выдающиеся ученые. Ученые-мерзлотоведы внесли огромный вклад в изучение вечной мерзлоты, ими было опубликовано более 120 монографий и карт по геокриологии, гидрогеологии и географии Якутии и Сибири.

В течение долгого времени отделение РГО в Республике Саха (Якутия) проводит большую работу по пропаганде географической науки и географических знаний, развитию школьной географии, уделяет большое внимание научным исследованиям в области географии, краеведения, экологии и охраны природы. Имена руководителей Якутского отделения РГО – к.г.н. С. Е. Мостахова, д.г.н., академика АН РС (Я) М. К. Гавриловой и д.ф.н., проф. Г. Н. Максимова – широко известны научной общественности России.

Доктор географических наук Мария Кузьминична Гаврилова является первой и пока единственной женщиной в мире, удостоенной золотой медали Русского географического общества имени Ф. П. Литке (1985 г.) за выдающийся научный труд «Современный климат и вечная мерзлота на континентах».

С 1961 г. отделением издается тематический сборник научных статей «Вопросы географии Якутии». В настоящее время опубликовано 11 выпусков. Кроме того, в разные годы были выпущены сборники «Природа и хозяйство Сибири», «Географические исследования в Якутии», «Озера холодных регионов», «География для будущих поколений».

Лидеры общества активно участвовали и участвуют в работе съездов географического общества. Среди них можно назвать С. Е. Мостахова, П. И. Мельникова, И. В. Климовского, Г. Н. Максимова, Р. В. Десяткина, Г. Н. Саввинова, Л. А. Пестрякову и др.

Если в советский период географическое общество структурно входило в состав АН СССР и действовало как научное объединение, то сейчас РГО имеет статус общественной организации. Политика Всероссийской общественной организации «Русское географическое общество» нацелена на развитие и укрепление геополитического престижа России, воспитание патриотизма у подрастающего поколения, охрану природного и культурного наследия регионов России.

Нашим отделением проводятся научные конференции, посвященные проблемам географии, охраны природы, рационального природопользования и школьной географии. В частности, организованы научно-практические конференции: международные «Интеркарто5» (1999 г.), «Озера холодных регионов» (2000 г.), республиканские «География для будущих поколений» (2001 г.), «Влияние климата на природные процессы криолитозоны» (2011 г.), «Современный климат и экологические проблемы освоения криолитозоны» (2013 г.). В 2005 г. состоялся Форум географов Якутии, на который приехали более 400 участников из всех городов и районов республики.

В 2012 г. студенты и аспиранты СВФУ имени М. К. Аммосова приняли активное участие в арктической экспедиции РГО на Новосибирские острова. Молодёжная группа членов отделения во главе с В. М. Лыткиным участвовала в восхождении на г. Афродита в Оймяконском улусе с установлением флага РГО.

В полевом сезоне 2012 г. в крупной археолого-географической экспедиции Русского географического общества «Кызыл-Курагино» приняли участие волонтеры из молодёжной группы ЯО РГО – студенты Северо-Восточного федерального университета имени М. К. Аммосова.

Якутские школьники в рамках гранта Русского географического общества участвовали в научно-исследовательской экспедиции «Шедевры ЮНЕСКО глазами школьников». Школьники Якутской городской национальной гимназии участвовали в съемках программы телеканала «Моя планета» по гранту РГО.

По плану работ, принятому ученым советом, члены отделения в 2013 г. участвовали в работе экспедиционных проектов:

1) Российско-корейская экспедиция по р. Яне (от Батагая до Казачьего) с участием британской киносъемочной группы и американских студентов из Мичигана под руководством профессора Д. Фишера;

2) Российско-японская комплексная экспедиция в высокогорной зоне хребта «Сунтар-Хаята». В состав экспедиции входили сотрудники Института мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, Института географии РАН, Японского агентства морских и наземных технологий (JAMSTEC) и Национального института полярных исследований (NIPR), ряда японских университетов. Основной целью экспедиции было изучение современного состояния ледниковых покровов;

3) Комплексная экспедиция школьников Верхоянского улуса.

В период декабрь 2012 – февраль 2013 г. ЯО РГО всемерно содействовала информационной и организационной поддержке экспедиции членов подводного исследовательского отряда Русского географического общества, перед которыми стояла задача изучить одно из самых холодных озёр мира в самое холодное время года. Озеро Лабынкыр, куда погружались исследователи, расположено в труднодоступном регионе Якутии, в районе полюса холода у села Оймякон. Это погружение попало в сборник всемирных достижений как «первое зимнее погружение с аквалангом в природный водоём в районе Полюса холода (с. Оймякон, Якутия)».

В феврале 2013 г. оказана организационная и информационная поддержка полярной экспедиции «Амарок» – автопробегу, посвященному зимним Олимпийским играм «Сочи – 2014».

Грантов РГО 2013 г. удостоились молодой член ЯО РГО Н. В. Торговкин, исследующий тему «Эколого-геохимическое изучение химического состава снежного покрова вдоль 62° параллели (на отрезке Мирный – Оймякон)» и комплексная экспедиция школьников Якутского городского лицея «Моя малая Родина», руководимая Е. В. Макаровой и М. И. Корякиной.

Отделением подготовлена база данных по проекту РГО «Ландшафтно-рекреационный комплекс "Парк России"», в миниатюре представляющий уникальные ландшафты и культурные объекты России.

С 25 марта по 29 сентября 2013 г. телеканал «Россия 1» и Русское географическое общество проводят мультимедийный проект-конкурс «Россия 10». Задача проекта – выбор десяти новых визуальных символов России посредством общенародного голосования. Также модели объектов, набравших наибольшее количество голосов, планируется поместить в ландшафтно-рекреационный комплекс «Парк России». Отделением РГО в РС(Я) для этого конкурса были выдвинуты следующие объекты: Полюс холода, Ленские Столбы, горы Кисилых, ледник Булуус, озеро Лабынкыр, Берелехское кладбище мамонтов, Институт мерзлотоведения, Алмазный карьер «Мир», Музей-заповедник «Дружба», Байкало-Амурская магистраль, Царство вечной мерзлоты, часовня Уолбинская.

По итогам интерактивного голосования в число 10 объектов Дальневосточного федерального округа из перечисленных объектов прошёл в полуфинал конкурса Полюс холода, набрав 50 094 голоса.

В 2013 г. прошли юбилейные мероприятия, посвященные 100-летней годовщине нашего отделения. В апреле была организована экспедиция на собачьих упряжках под руководством Г. П. Арбугаева «По следам первопроходцев Арктики», достигшая Новосибирских островов.

В апреле-мае 2013 г. НИИ прикладной экологии Севера Северо-Восточного федерального университета и Якутским отделением РГО была организована палеонтологическая экспедиция на Ляховские острова (Новосибирский архипелаг). Её результатом стала находка уникальной по сохранности туши самки мамонта. Экспедиция СВФУ прошла под флагом Русского географического общества и была посвящена 100-летию нашего отделения.

Начало августа ознаменовалось восхождением на безымянную вершину хребта Сунтар-Хаята с присвоением ей названия «100-летие ЯО РГО».

21 – 22 августа состоялась Всероссийская научно-практическая конференция «Географические исследования Якутии: история, современность и перспективы», в которой приняли участие более 200 участников из 10 регионов России.

К юбилейным мероприятиям был подготовлен биобиблиографический справочник «Ученые-географы Якутии», куда внесены биографии и перечень основных научных трудов почти всех ученых, внесших вклад в развитие географической науки в Якутии.

Отделение РГО в Республике Саха (Якутия) проводит большую работу по пропаганде географической науки и географических знаний, развитию школьной географии, уделяет большое внимание научным исследованиям в области географии, краеведения, экологии и охраны природы.

На современном этапе развития географической науки Якутии перед ней разворачиваются новые горизонты и новые задачи. Исходя из анализа современной ситуации, планируется развернуть деятельность Якутского отделения РГО в следующих основных направлениях:

- эколого-географические исследования;
- экономико-географические исследования;
- эколого-географическое просвещение и образование;
- организация и поддержка массового краеведческого движения;
- популяризация географического, исторического и культурного наследия, обустройства мест размещения памятников природы Якутии, содействие развитию географического и экологического туризма;
- содействие и координация на общественном уровне через попечительский совет регионального отделения РГО географических и смежных наук о природе и обществе;
- активизация издательской деятельности.

Список литературы

1. Мостахов, С. Е. История географического изучения Северо-Востока Сибири (XVII в. – начало XX в.) : избранные труды / С. Е. Мостахов ; [редкол. : Г. Н. Саввинов и др.] – Якутск : Издательский дом СВФУ, 2013. – 464 с.

2. Гаврилова, М. К. К 80-летию якутского подразделения Русского географического общества / М. К. Гаврилова // Вопросы географии Якутии. Вып. 7. Физико-географические исследования. – Якутск : Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1993. – С. 167–168.

3. Мостахов, С. Е. География в Якутии: итоги и задачи (к 75-летию Якутского филиала Географического общества) / С. Е. Мостахов // Вопросы географии Якутии. Вып. 7. Физико-географические исследования. – Якутск : Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1993. – С. 5–8.

ОЛЕДЕНЕНИЕ СИБИРИ И ЕГО СПЕЦИФИКА В УСЛОВИЯХ МНОГОЛЕТНЕГО ПРОМЕРЗАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Шейнкман В. С.

Институт криосферы Земли СО РАН, Тюменский государственный нефтегазовый университет, г. Тюмень

В настоящее время все ледники в Сибири приурочены к криолитозоне. Были они приурочены к ней и в течение всего квартера, в криохроны которого они покрывали значительную часть ныне активно осваиваемой территории, причем в ряде случаев тренд их влияния на окружающую среду проявляется и сегодня. Поэтому разработка подходов, принимающих во внимание специфику четвертичного оледенения и его взаимодействия с многолетнемерзлыми породами (ММП), весьма актуальна.

На наш взгляд, при проведении реконструкций оледенения принципиальное значение имеет вопрос о его термодинамике. К сожалению, исследователи, изучающие следы оледенений с позиций классической альпийской школы гляциальной геологии и геоморфологии, не всегда уделяют этому вопросу должное внимание, хотя от его решения зависит осмысление и характер оледенения в целом, и оценка геологической деятельности ледников и оставляемых ими следов. Ведь уже сам принцип продвижения ледника, примороженного к своему ложу и скользящего по немерзлomu основанию, будет реализовываться совершенно по-разному. Имеющиеся сегодня материалы однозначно свидетельствуют: формирование ледников и их воздействие на окружающую среду вне и внутри пределов ММП иное во всех отношениях, но восприятию различий мешают стереотипы, уже более двух столетий традиционно использующие построения на базе альпийской научной школы. Они привычны, зачастую канонизированы и нередко ставятся во главу угла и в моделях оледенения в Сибири. В изрядной степени именно из-за этого при оценке состояния оледенения в определенный период его развития и выявлении характера оставляемых им следов имеют место серьезные разночтения.

Находясь в области ММП, ледники, как и всё на земной поверхности, охватываются криогенезом и становятся, по сути, особым компонентом криолитозоны [1, 2]. (Под криогенезом, исходя из буквального перевода этого термина «порождаемое холодом», понимается процесс охлаждения горных пород, независимо от их состава, до температуры ниже 0° С). Очевидно, что подходы, учитывающие влияние ледников на окружающие их породы и образования, должны учитывать специфику их подобного состояния. В противном случае не избежать ошибок моделирования ситуации. Чтобы лучше показать это,

рассмотрим разные варианты формирования систем природных льдов, условно назвав их альпийским и сибирским.

В традиционном, альпийском варианте влага, переносимая на континент с океана, проходит над ним относительно небольшое расстояние (рис. 1), и та ее часть, что выпадает в твердой фазе, на некоторое время консервируется лежащими большей частью на не мерзлом ложе ледниками. На первом плане здесь выступает активный метаморфизм снега при его обилии – в обстановке сравнительно мягкого климата. Хотя немалый вклад криогенной компоненты в оледенение выявлен и в Альпах: в наиболее высокой части ледников там круглый год температура воздуха отрицательна, толщина льда существенно охлаждена, но с падением высоты температура воздуха быстро растет, и основное тело этих ледников сложено теплым, при 0° С, льдом [3].

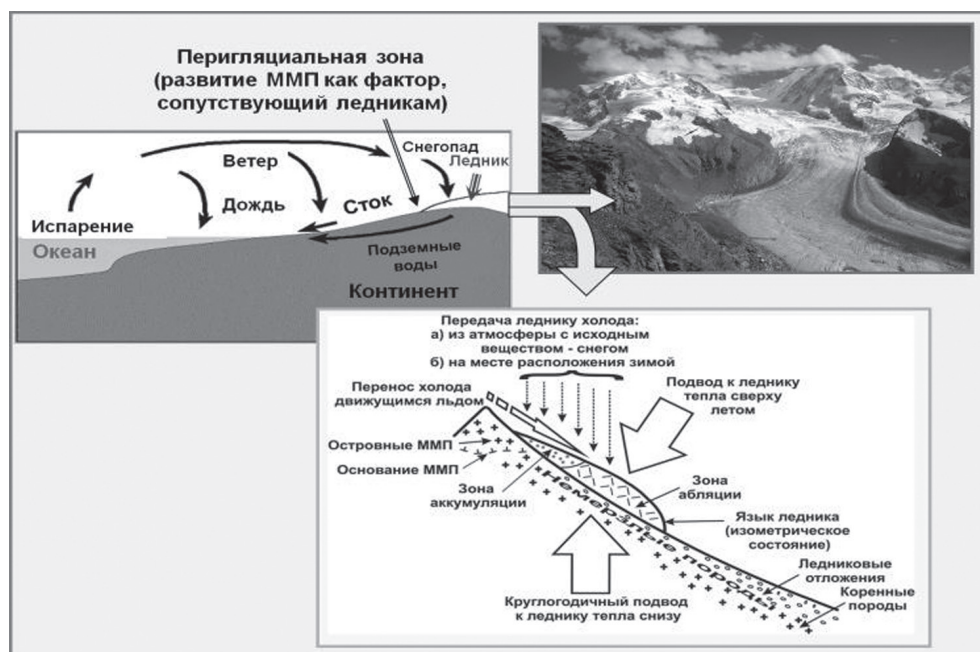


Рис. 1

Подчеркнем: холод в данном случае имеет подчиненное значение. Его запас в ледниках ограничен – на месте их расположения он передается им лишь в холодный сезон года, посредством охлаждения поверхностных слоев, и с их исходным веществом из атмосферы – осадками. Затраты приходящего к ледникам тепла в такой ситуации, в основном, идут на преодоление порога таяния, имеющего большую теплоту плавления льда, а компенсируется оно лишь активным поступлением в зону абляции новых порций ледовой массы. Важно осознать: реакция ледников на похолодания климата и их взаимоотношение с ММП при подобной организации их вещества и энергии будет принципиально отлична от того, что происходит в Сибири. Сначала, на фоне уменьшения срока абляции на ледниках, благодаря сохраняющемуся первое время обильному снегонакоплению, станет, вызывая их активный рост, быстро опускаться фирновая линия – пока холодная и влажная криогигротичная фаза оледенения не сменится фазой криоксеротичной, холодной и сухой [4]. Это процесс криоаридизации

[1, 2] – охлаждения территории на фоне усиления континентальности климата. (Криоаридизация проявляется пространственно, как, например, сегодня – в направлении с юго-запада на северо-восток, вдоль охватывающих Сибирь горных сооружений, и во времени – при переходе от термохрона к криохрону). Поначалу в данном случае промерзание затронет породы вокруг ледников и их самих; ложе под ними долго будет немерзлым, и ММП сконцентрируются в приледниковой, как наиболее охлажденной, зоне. А когда криоаридизация проявится в полную силу, глубокое охлаждение сможет охватить и ледники в целом, и породы под ними. Причем при хорошо выраженной исходно гигротичной фазе оледенения, как это было, например, в прошлом в северо-западной части евразийского материка, оно успевает достичь конечной стадии – покровного типа – даже в условиях геологически быстрой смены криохронов квартера термохронами.

Но в континентальной Сибири такая модель неприемлема. ММП в ней выступают как фоновый, а не приледниковый фактор, и здесь влага распределяется и консервируется по-иному. Поступает она в Сибирь, в основном, с западным переносом воздуха из Атлантики, преодолевая большие расстояния и изрядно расходуясь по пути. Во время криохронов квартера немалую ее часть, кроме того, перехватывал ледниковый щит на северо-западе Евразии. Иными словами, общий объем перебрасываемой в Сибирь и сегодня, и в прошлом влаги не может быть большим; изрядно она задерживается криогенными льдами, и в итоге на формирование оледенения ее остается немного – только на горные ледники. Подчеркнем: эти ледники исходно находятся в условиях развитой криоаридизации, с присущим континентальному климату малым увлажнением и активным летним таянием. Важнейшую роль в их формировании играет холод, причем передается он ледникам как с осадками из атмосферы, так и круглый год *in situ* на земной поверхности, поскольку это область ММП (рис. 2).

Именно холод, т.е. участие криогенной компоненты, а не обильное снегонакопление определяет развитие сибирских ледников. И главная причина не в более длительном холодном времени года – в условиях континентального климата, и за короткое лето таяние съедает большой объем льда. А в том, что холод, накопленный ледниками в течение долгой холодной зимы и передаваемый им также со стороны окружающих их ММП, в период абляции идет на восстановление ледовой массы. Талая вода в теплое время года не вся стекает с таких ледников: частично она и смоченный ею фирн тут же намерзают на холодном льду. Образуется наложенный лед – продукт, по сути, криогенеза на самом леднике, и в дополнение к питанию посредством осадочно-метаморфической трансформации снежной массы ледники получают изрядную добавку уже за счет конжеляционной компоненты.

Криогенез, охватывая ледники, обеспечивает им активность, даже если большая их часть лежит ниже фирновой линии – ведь зоной питания служит тогда область наложенного льда. Кроме того, криогенез в приледниковой зоне определяет перехват значительной части ледникового стока наледями, что также способствует сохранности ледников. Наледи по площади нередко соизмеримы с ледниками; на таяние сразу большого количества льда на их обширной поверхности затрачивается много тепла, и тем самым уменьшается тепловое воздействие на лежащие выше ледники [1, 2, 5, 6].

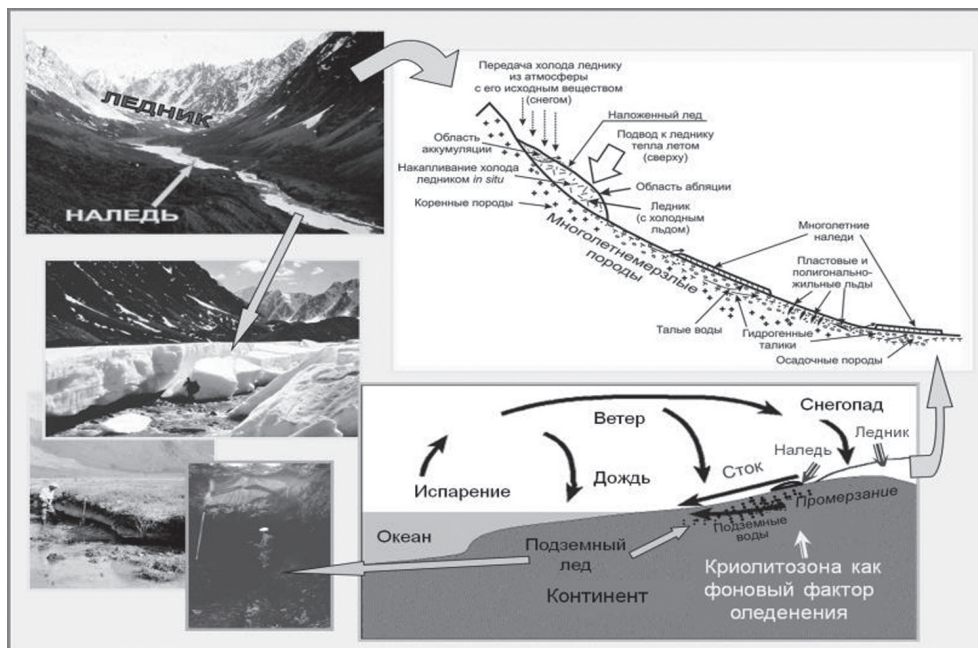


Рис. 2

По-иному реагирует в Сибири оледенение и на похолодания климата. Находясь исходно в условиях развитой криоаридизации, когда снежное питание невелико и в ходе усиления криоаридизации его станет еще меньше, а в условиях континентального климата летняя абляция все равно останется высокой, ледники будут расти медленно. Все больше влаги в приледниковой зоне станет консервироваться наледями и подземными льдами, и за геологически короткие криохроны квартера ледники могут успеть достичь только стадии крупных долинных форм, а не конечной стадии – покровного оледенения.

Что касается осмысления собственно воздействия оледенения на ММП, здесь также ощутимо мешают альпийские стереотипы. Один из них – о теплоизоляционных свойствах ледников, который порой используют даже мерзлотоведы [7]. Суть в том, что в основе ставшей классической альпийской модели оледенения лежит, как было отмечено выше, развитие ледников при обилии снега и покрытии им как теплоизолирующим слоем. Однако в Сибири, где континентальный климат господствует (и господствовал в течение всего квартера), снега выпадает немного, его влияние невелико и нивелируется сильным промерзанием горных пород. Теплопроводность же монолитного льда, которым сложено основное тело ледников, достаточно высока. Она составляет 2,2 Вт/(м·К), и эта величина сопоставима с теплопроводностью скальных пород. Так что ледники, находясь в области ММП, будут активно охлаждаться и, мало того, способствовать промерзанию пород под собой: пропуская холод зимой и демпфируя поток тепла сверху летом. Ибо теплота плавления у льда велика; она составляет $3,3 \cdot 10^5$ Дж/кг (больше она лишь у некоторых металлов), и верхний слой льда берет на себя летний тепловой удар, а тепло, израсходованное на его таяние, уносится прочь с талой водой.

Ледники, безусловно, всегда регулируют процесс промерзания пород под собой, но в Сибири это регулирование имеет свою специфику. Становясь

кровлей ММП, поверхность ледников в ходе их роста и сокращения будет поднимать или опускать эту кровлю, и под ними соответственно будет уменьшаться или усиливаться промерзание горных пород. Влияет на этот процесс также нестационарность теплового поля ледников, обусловленная их движением и историей развития. Хотя теплоемкость льда вдвое меньше, чем у воды, она у него достаточно велика – около 2,1 кДж/(кг·К), что в среднем втрое больше, чем у скальных пород. Поэтому запас аккумулируемого ледниками холода может достигать больших величин и переноситься движущимся льдом из их верхней, с более низкими температурами зоны вниз, в более отепленную зону, или, будучи накопленным в более холодные предыдущие эпохи, передаваться окружающим породам в теплое время.

Сегодня термометрией охвачены все главные ледниковые центры Сибири. Результаты однозначны: все ледники, хотя современность – типичный термохрон, глубоко охлаждены и большей частью лежат на мерзлом ложе [6, 8, 9 и др.]. Уже на Урале, где, будучи наваянными и лежащими намного ниже снеговой линии, ледники, казалось бы, должны быть растеплены, только в фирновой зоне они имеют нулевую температуру, а в области языка до, примерно, 50 м глубины температура льда у них отрицательная. К востоку от Урала ледники в Сибири полностью охлаждены ниже 0° С, и термометрия уже позволяет судить и о силе охлаждения слагающей их толщи льда, и о нестационарности теплового поля этой толщи. На небольших ледниках Сибири ход температур обычен – минимум отмечается в слое нулевых колебаний на глубине 12 – 16 м. Но на крупных ледниках он иной. Так, в зоне питания ледников г. Белухи (Алтай) падение температуры идет до –16° С на 60-метровой глубине, и лишь затем повышается с градиентом 0,15°/10 м, а на леднике Иныльчек в сопредельном Тянь-Шане – до –16° С на 30-метровой глубине, и затем – повышение с градиентом всего 0,06°/10 м. И в том, и в другом случаях температура на ложе не выше –10° С [8]. То есть данные ледники несколько растеплены у поверхности, но их глубинные слои явно несут в себе заряд холода, полученный ими раньше. Обзор аналогичных данных недавно представлен и по Арктике [7].

Казалось бы, подобная информация говорит сама за себя. Но появилась она в конце прошлого века, раньше учет специфики ледников в обстановке ММП был затруднен, и ряд авторов по-прежнему используют альпийские стереотипы. Тем не менее криогенная компонента оледенения меняет его механизм, как видим, и генетически, и структурно. Она обуславливает тесное взаимодействие льдов мерзлотного и ледникового происхождения и порождает ледовые комплексы, становящиеся особым компонентом криолитозоны. Это необходимо учитывать при реконструкциях четвертичного оледенения, поскольку понять закономерности его развития на разных этапах плейстоцена является научной задачей, решение которой поможет детализировать ход процессов в прошлом и выяснить современный тренд их воздействия на окружающую среду и, таким образом, будет иметь большое прогностическое значение.

Список литературы

1. Sheinkman, V. S. Quaternary Glaciations – Extent and chronology. Chapter: Glaciation in the High Mountains of Siberia. INQUA. Amsterdam, Elsevier. 2011, pp. 883-907.

2. Sheinkman, V. S. Glaciation of High Siberia – specific development under conditions of low-temperature permafrost (a view from the position of Earth Cryology) / V. S. Sheinkman, V. P. Melnikov // Proceedings of the XVIII INQUA Congress. – Bern, Switzerland, 2011. – ID 268.

3. Михаленко, В. Н. Глубинное строение ледников тропических и умеренных широт / В. Н. Михаленко. – М., 2007. – 315 с.

4. Величко, А. А. К вопросу о последовательности и принципиальной структуре климатических ритмов плейстоцена / А. А. Величко // Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. – М. : Наука, 1981. – С. 220–246.

5. Корейша, М. М. Оледенение Верхояно-Колымской области / М. М. Корейша. – М. : Наука, 1991. – 144 с.

6. Шейнкман, В. С. Четвертичное оледенение в горах Сибири как результат взаимодействия гляциальных и мерзлотных процессов / В. С. Шейнкман // МГИ. – 2008. – № 105. – С. 51–72.

7. Балобаев, В. Т. Новые аспекты в теории формирования ледового комплекса арктических низменностей / В. Т. Балобаев // Материалы III конференции геокриологов России. – М. : МГУ, 2005. – Т. 1. – С. 138–145.

8. Aizen, V. B. Climatic and atmospheric circulation pattern variability from ice-core isotope/geochemistry records (Altai, Tien Shan and Tibet) / V. B. Aizen, E. M. Aizen, D. R. Joswiak [et al.] // Annals of Glaciology. – 2006. – Vol. 43. – Pp. 49–60.

9. Каталог ледников СССР / [под ред. О. Н. Виноградова]. – Л. : Гидрометеиздат, 1966–1981.

10. Шполянская, Н. А. Пространственное взаимоотношение покровных ледников и вечной мерзлоты (наземного и подземного оледенений) / Н. А. Шполянская // Лед и снег. – 2011. – № 1. – С. 75–80.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ КАК ОСНОВА ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОГО СОПРОВОЖДЕНИЯ СТРОИТЕЛЬСТВА И ЭКСПЛУАТАЦИИ ИНЖЕНЕРНЫХ СООРУЖЕНИЙ В СИБИРИ

Шестернёв Д. М.

Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

Термин «мониторинг» заимствован из английского языка, в котором слово «monitoring» обозначает контрольное наблюдение. Данное понятие для контроля за состоянием в пространстве и во времени одного или нескольких элементов окружающей среды было предложено Р. Манном в 1972 г. на Стокгольмской конференции ООН [1]. В настоящее время термин «мониторинг» – контрольное наблюдение – широко используется практически во всех сферах деятельности человека. Значительное количество объектов наблюдений и организаций, их выполняющих, способствовали формированию большого информационного массива одних и тех же понятий, но с различным толкованием, или наоборот, толкование одно и то же, а терминология отличается друг от друга. Кроме того, в процессе организации, проведения и анализа полученных результатов мониторинговых наблюдений используется обычно большое количество понятий, заимствованных из различных областей знаний.

В последние десятилетия архив публикаций, посвященных решению различных проблем мониторинга окружающей среды и ее элементов, увеличивался практически в геометрической прогрессии. В этот период опубликован ряд фундаментальных работ, авторами которых были Г. К. Боднарик, В. К. Епишин, Ю. А. Израэль, В. А. Королев, П. И. Мельников, В. Т. Трофимов, В. В. Шепелёв и др. Благодаря этому были созданы теоретические и научно-методические основы инженерно-геологического, геокриологического и гидрогеологического мониторинга. В настоящее время термин превратился в самостоятельное научное направление, объектом которого является окружающая среда или ее отдельные элементы, изменяющиеся в пространстве и во времени, предметом – выявление кинетики и закономерностей изменения их состояния и создание технологий по управлению состоянием окружающей среды в условиях социально-экономического развития общества.

Рассматривая историю развития геокриологии, нетрудно заметить, что ныне существующая технология мониторинговых исследований природной среды уже давно была основным способом получения фактического материала о динамике и закономерностях развития природных и природно-технических массивов криолитозоны. В 30 – 40-е и последующие годы, организовав сеть мерзлотных станций на территории СССР, геокриологи, по существу, создали организационную и научно-техническую базу исследований криолитозоны в масштабах государства, которую в настоящее время вполне можно было бы назвать государственным «геокриологическим мониторингом». Сегодня под этим термином подразумевается система наблюдений, контроля и прогноза развития геокриологической среды, оценки изменений геокриологических, инженерно-геологических и гидрогеологических условий в пределах криолитозоны под влиянием природных факторов и в результате деятельности человека [2, 3].

В. И. Вернадский [4] в составе окружающей среды, кроме биосферы, атмосферы, гидросферы и литосферы и в связи с тем, что человека уже в то время можно было сравнить с геологической силой, предложил выделять сферу разума – ноосферу. Позже А. Е. Ферсман [5] геохимическую активность человека назвал техногенезом, область в которой она протекает, – техносферой. В свою очередь, Ю. Одум [6] практически эту же область назвал экосферой, предложив считать ее объектом исследований общей и инженерной экологии – науки о закономерностях формирования и функционирования биологических систем и их взаимодействия с окружающей средой, составляющей частью которой является область хозяйственной деятельности человека.

С конца 70-х годов часть земной коры (литосферы), являющейся основой для развития биосферы, начали называть геологической средой. Она представляет собой любые горные породы и почвы в верхней части литосферы, изучаемые как многокомпонентные системы в области деятельности человека, влияющего на динамику природных геологических и формирующихся инженерно-геологических процессов, изменяющих инженерно-геологические условия осваиваемой территории [6]. В этом случае ее мощность определяется глубиной инженерного освоения литосферы. В настоящее время нижняя ее граница при разведке месторождений полезных ископаемых находится преимущественно на глубине первой сотни метров. В исключительных случаях (глубинное бурение) может достигать 10 и более километров. Если исключить

из рассмотрения горно-технические сооружения и принимать во внимание только гражданские и наземные линейные сооружения, то мощность геологической среды не превысит первых десятков метров. Однако мощность геологической среды обусловлена не только глубиной теплового и механического взаимодействия технических объектов с массивами грунтов, но и изменением рельефа в процессе воздействия на него природных и техногенных факторов.

Значительная часть литосферы, а следовательно, и геологической среды, в связи с естественным развитием геологической истории планеты, находится в многолетнемерзлом состоянии. Эту ее часть называют криолитозоной, или криолитосферой. Вероятно, не будет ошибкой, если мы будем называть криогенной средой ту часть криолитозоны, которая используется человеком для создания его безопасной и комфортной жизнедеятельности [8].

Криолитозона в России занимает 60 – 70% ее территории. Мощность криолитозоны изменяется от первых метров на юге до километра и более на севере. В широких диапазонах изменяются и другие ее параметры. Особенностью криолитозоны является не только и не столько ее отрицательная температура, сколько наличие и существование в ней термодинамически неустойчивого минерала – льда и незамерзшей воды. Изменения концентраций этих двух компонент в породах криолитозоны, зависящих от их температуры, при прочих равных условиях, определяют свойства и поведение массивов пород криолитозоны при различных технических воздействиях [9, 10]. Существуют высказывания, что эти технические воздействия не может оказывать на криолитозону никакая-либо отраслевая деятельность – строительная, сельскохозяйственная и т.п. [1]. Нам представляется, что этот тезис спорный. Подтверждение этого тезиса или его отрицание еще впереди. Если сузить проблему до масштаба технического объекта, то его взаимодействие (функционирующего по техническим законам) и объема массива криолитозоны (развивающегося по законам природы) обычно приводит к формированию природно-технических систем ПТС (площадных, линейных и т.п.). В инженерно-геологической литературе часто термин ПТС и термин ГТС (геотехническая система) используют как синонимы [11], что не совсем верно. Геотехногенная система (ГТС) имеет границы, положение которых строго определяются воздействием технического сооружения на геологическую среду. Аналогичное содержание имеет термин «литотехническая система» (ЛТС). В этом случае эти понятия синонимы. Но природно-техническая система – понятие значительно шире. Оно включает в себя техническое сооружение и все природные сферы, находящиеся под его влиянием, и поэтому ГТС или ЛТС являются подсистемой (частью) ПТС [8, 12].

При освоении криолитозоны, как и любых других территорий, следует говорить не вообще о мониторинге, а о мониторинге природно-технических систем ПТС (объект мониторинга), тип и закономерности развития которых (при прочих равных условиях) определяются типом инженерного сооружения и технологиями его функционирования в природной среде.

Граница ГТС обычно определяется с учетом оптимального изменения массива основания грунтов под воздействием технического сооружения, обеспечивающего его устойчивость. Такую границу обычно называют «гомеостатической» [1].

В пределах криолитозоны гомеостатическая граница ПТС зависит не только от вида и особенностей функционирования технической системы, но и

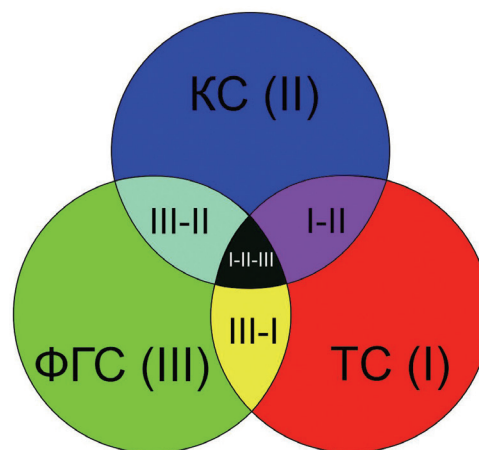
изменений наиболее динамичных параметров природной среды (температуры воздуха, количества и структуры осадков в течение года: твердых, жидких и т.д.). Таким образом, гомеостатическая граница ПТС в криолитозоне должна определяться с учетом времени эксплуатации технической системы и соответствующего по длительности климатического ритма, предопределяющего размер зоны безопасности эксплуатации технической системы. Исходя из этого, в геотехногенных массивах грунтов следует выделять не гомеостатические границы, а гомеостатические зоны, существование и динамика развития свойств которых обеспечивает эффективное и безопасное функционирование инженерных сооружений. Размеры гомеостатических зон можно устанавливать с использованием существующих аналитических моделей теплотехнических вычислений и корректировать в процессе получения соответствующих результатов мониторинга [8]. В пределах любого типа ПТС таких зон не менее двух: первая – весь массив криогенной среды, трансформация которого обусловлена преимущественно экстенсивными факторами, изменяющими верхние границы его существования; вторая – массив криогенной среды, трансформирующийся под воздействием тепловой и механической нагрузки технической среды [8]. Такие массивы криогенной среды называют еще «геотехногенными» [1].

Основными элементами структуры ПТС служат: физико-географическая среда (ФГС – атмосфера, биосфера, гидросфера), криогенная среда (КС – сезонная и многолетняя криолитозона) и техническая среда (ТС – тип сооружения) (рисунок).

Конечное множество параметров, характеризующих состояние каждой среды, вне зависимости друг от друга: ФГС (III) – физико-географическая среда; КС (I) – криогенная среда, ТС (I) – техническая среда; конечное множество параметров, характеризующих подсистемы природно-технической системы: III-I, III-II, I-II; конечное множество параметров, характеризующих функционирование литотехнической системы – I-II-III.

Основным структурообразующим элементом ПТС является техническая среда. Перечисленные выше структурные элементы (см. рисунок) можно рассматривать как системы второго порядка или подсистемы по отношению к ПТС.

Дифференциация каждой из систем второго порядка осуществляется поэтапно, с учетом стадий проектирования (таблица). Следует обратить внимание на то, что при переходе от более ранних к более поздним стадиям изысканий: 1) площадь и глубинность изучения геокриологической среды резко сокращается, а обусловленные целями проектирования и решаемыми задачами – детальность, достоверность и специализация исследований – увеличиваются;



*Структура ПТС – объекта инженерно-геокриологического мониторинга
(пояснение см. в тексте)*

2) объем массивов количественных оценок, получаемых с учетом нормативных требований, повышается в разы и используется для дифференциации криогенной среды по свойствам на расчетные элементы, включая построение корреляционно-регрессионных моделей массивов грунтов криолитозоны, для прогноза их свойств на ранних стадиях проектирования.

Стадии проектирования и изысканий для строительства инженерных сооружений

ВИС ТЭО	Индексы наименований стадий проектирования				
	ИП	П	РД	РП	
ПГС	Проект генерального плана города, поселка (I)	Разработка концепций и программ развития региона, градостроительной документации, обоснования инвестиций в строительство предприятий, зданий и сооружений (Ia)	Проект детальной планировки микрорайонов, жилых комплексов, города, поселка (IIa)	Проект застройки микрорайонов жилых комплексов (IIб), отдельных зданий и сооружений (III)	–
ГДТ	Схема комплексного использования водотока (I)		Выбор створа (IIa); компоновка сооружений на выбранном створе (IIб)	Рабочая документация, работы в пределах предполагаемых сфер взаимодействия отдельных сооружений (III)	–
Линейные	Дороги		–	Работы на участках индивидуального проектирования (III)	Работы на участках индивидуального проектирования (III)
	ТП	–	Работы на участках индивидуального проектирования (III)	Работы на участках индивидуального проектирования (III)	Рабочий проект (II+ III)
	ЛЭП	–	Проект расстановки опор (III)	Проект расстановки опор (III)	Рабочий проект (II+ III)

Примечание. ВИС – виды инженерных сооружений: ПГС – промышленные и гражданские; ГДТ – гидротехнические; ЛЭП – линии электропередач; ТП – трубопроводы. Стадии проектирования и изыскания: ТЭО – технико-экономическое обоснование; ИП – инвестиционный проект; П – проект; РП – рабочий проект; РД – рабочая документация.

Первый этап создания инженерно-геокриологического мониторинга должен быть заложен на стадиях изысканий РП и П. В этот период осуществляется не только анализ закономерностей формирования геокриологических условий в зависимости от тектонических, геолого-геоморфологических, геоботанических и климатических условий, но и производится инженерно-геокриологическое районирование [13]. В дальнейшем для каждого таксона устанавливаются участки по степени чувствительности геокриологической среды к используемым технологиям строительства и в последующем – к технологии функционирования инженерных сооружений. Например, для железной дороги АЯМ выделение участков осуществлялось с учетом сочетания степени увлажнения (льдистости) поверхностных грунтов, их мощности, криогенному строению,

наличию пластовых и повторно-жильных льдов, наличие и характеру почвенно-растительного покрова, криогенным процессам и карстопроявлению. Сопряженный анализ перечисленных факторов являлся основой оценки типов и протяженности участков с различной чувствительностью для каждой из выделенных инженерно-геологических областей. Итогом этой работы явилась типизация основания земляного полотна по устойчивости при строительстве железной дороги АЯМ [14].

Таким образом, дифференциация технической системы по степени воздействия на окружающую и криогенную среду, дифференциация криогенной среды по устойчивости к этим воздействиям является первым и основным этапом технологии создания инженерно-геокриологического мониторинга, заключающегося в приоритетном техническом оборудовании и проведении мониторинга на потенциально опасных участках для эффективной эксплуатации линейного сооружения [8].

В целом, выбор структуры мониторинга любого типа определяется его задачами и масштабами границ объекта мониторинга. Согласно этому принципу иерархия структуры изменяется от глобального (межгосударственная система) до локального (предприятия, месторождения, хозяйственные комплексы) уровней [1]. Например, структура мониторинга железной дороги АЯМ выполнена с учетом дифференциации ПТС, является многоуровневой и пространственно-целевой. Каждый уровень имеет относительно самостоятельное значение и взаимосвязан с другими уровнями, в пределах которых решаются методические и практические региональные и локальные задачи.

Первый уровень представляет собой весь комплекс наблюдательной сети в масштабе железной дороги. Второй уровень состоит из мониторинговой сети, расположенной в границах инженерно-геологических областей, и учитывает их особенности. Третий уровень мониторинговой сети расположен в пределах неустойчивых и потенциально неустойчивых к техническим воздействиям участков, выделенных на территории каждой из инженерно-геокриологических областей. Каждый из перечисленных уровней мониторинга состоит из подуровней: I приурочен к зоне взаимодействия искусственных сооружений с криогенной средой в пределах земляного полотна; II расположен на территории геотехнической системы (ГТС) и включает земляное полотно и его основание, распространяясь на периферийную зону территории трассы, непосредственно контактирующую с земляным полотном; III находится за пределами ГТС, но в пределах территории трассы, включая склоны выемок; IV создан на периферии трассы там, где природные условия находятся в ненарушенном состоянии.

Разработанная и реализованная таким образом организация структуры мониторинга любого типа ПТС позволяет: отслеживать состояние ПТС в целом и отдельных ее элементов, представляющих опасность для ее функционирования; получать массивы данных для быстрой оценки состояния эксплуатируемого сооружения в пределах неблагоприятных и потенциально неблагоприятных участков ПТС; экстренно принимать управляющие и технические решения по ликвидации негативного их воздействия на ПТС.

Функционирование мониторинга регламентируется целью создания мониторинга и его задачами. Причем на каждом этапе строительства и функционирования ПТС задачи мониторинга могут быть различными, но цель не должна

изменяться. Это обеспечит минимизацию ресурсов и повысит технологичность и качество мониторинга на весь период его проведения.

Технология функционирования любого мониторинга природной среды включает цепи наблюдений, имеющих относительно самостоятельное значение и в то же время взаимосвязанных друг с другом целью мониторинга [1]. Мы рекомендуем использовать вместо термина «цепи» термин «подсистема», а элементами подсистемы являются «ритмы». Это объясняется тем, что минимальный цикл наблюдений должен соответствовать минимальному климатическому ритму – одному году, затем короткопериодным ритмам (5–6, 10–11 лет), среднепериодным и т.д. Кроме того, известная функциональная система мониторинга, предложенная В. А. Королевым [1], нами расширена. В ее структуру введены отдельные подсистемы, обеспечивающие замкнутый цикл решения проблемы, – обеспечение надежной, технически и экологически безопасной ПТС. В целом, предложенная нами система инженерно-геокриологического мониторинга состоит из следующих подсистем, образующих в течение года замкнутый цикл мониторинга и соответствующих элементарному климатическому ритму продолжительностью в один год: 1) оборудование; 2) наблюдение; 3) диагностики; 4) прогноз; 5) разработки рекомендаций; 6) разработка альтернативных технологий управления ПТС; 7) экономическое обоснование выбора и практическая реализация; 8) техническое совершенствование.

Подсистемы мониторинга (ПСМ): 1 – совершенствование техники и методики наблюдений (С); 2 – экономические оценки выбора оптимальных технологий управления ПТС в заданном режиме (Э); 3 – наблюдения (Н); 4 – управление режимом теплового и механического взаимодействия криогенной и технической среды (У); 5 – оценки изменений параметров среды (О); 6 – прогноз изменений параметров свойств пород геотехногенной и природно-техногенной систем и их влияния на эксплуатацию сооружения (П); 7 – разработка технологий и рекомендаций по ликвидации последствий возможных геотехногенных чрезвычайных ситуаций (Р). В обозначениях индекс соответствует климатическому ритму, равному 1 году, $i = 1, 2, 3 \dots n$ (где n – заданное количество лет проведения мониторинга).

Система мониторинга должна функционировать, начиная с периода технического обоснования строительства инженерного объекта, в период его эксплуатации, а после завершения его эксплуатации – до перехода природно-технической в природную систему. Это определяет цикличность системы мониторинга и ее периодичность. Количество периодов функционирования системы зависит от степени ответственности строящегося и эксплуатируемого сооружения. Принципиально таких периодов может быть четыре: изыскания, строительство, эксплуатация, ликвидация. В каждом из периодов объем мониторинговых наблюдений и других видов работ, их детальность и цикличность (ритмичность) должны соответствовать целевому назначению каждого из периодов жизни инженерного объекта.

В процессе функционирования геотехногенной системы наступает время, когда она переходит в квазиравновесное состояние, при котором нарушение эксплуатации инженерного сооружения возможно в результате: а) непредвиденного возникновения чрезвычайных ситуаций и б) нарушения климатических ритмов или наличия длительных флуктуаций отдельных его параметров.

В этот период объем мониторинговых геокриологических наблюдений существенно сокращается, а оставшиеся его функции по оценке эксплуатационного состояния ПТС и ГТС включаются в состав технического мониторинга.

Выводы

Многоуровневый инженерно-геокриологический мониторинг представляет собой научную и научно-методическую основу организации и проведения **геокриологического сопровождения строительства и эксплуатации инженерных сооружений в криолитозоне**. В данном случае задачи мониторинга и задачи инженерно-геологического сопровождения практически совпадают и заключаются в следующем.

1. На этапе проектирования выполняемые мониторинговые наблюдения и оценка влияния климатических параметров на криогенную среду являются основой для совершенствования размещения инженерных сооружений и контроля качества инженерно-геологических изысканий.

2. На этапе строительства полученный в результате проведения мониторинга массив количественной информации, характеризующий опыт эксплуатации ПТС в аналогичных природных условиях, может способствовать переходу от индивидуального проектирования сооружений к типовому и наоборот. На этом этапе в состав решаемых задач мониторинга необходимо включать диагностику функционирования ПТС на участках с различными типами геокриологической среды, используемыми в качестве оснований зданий и сооружений.

3. На этапе функционирования сооружения осуществляется контроль за мероприятиями, используемыми для обеспечения экологической безопасности и технической устойчивости ПТС.

Таким образом, эффективность геокриологического сопровождения в значительной мере обеспечивает инженерно-геокриологический мониторинг. В современном понимании – это сложная многоцелевая система, направленная на разработку рациональных приемов и методов эффективного управления природно-техническими системами и создание экологически безопасных экспресс технологий предупреждения или ликвидации чрезвычайных ситуаций, возникающих при взаимодействии природных и технических системам.

Список литературы

1. Королев, В. А. Мониторинг геологической среды / В.А. Королев ; [ред. В. Т. Трофимов]. – М. : Изд-во МГУ, 1995. – 272 с.
2. Мельников, П. И. Мониторинг криолитозоны / П. И. Мельников, Р. М. Каменский, А. В. Павлов // Вестник РАН. – 1993. – Т. 63, № 12. – С. 1090–1095.
3. Алексеев, В. Р. Геокриологический мониторинг на железнодорожном транспорте / В. Р. Алексеев, Р. М. Каменский, А. В. Самохин. – Иркутск : Изд-во Ин-та географии СО РАН, 1999. – 53 с.
4. Вернадский, В. И. Несколько слов о Ноосфере / В. И. Вернадский // Успехи современной биологии. – 1944. – № 18, вып. 2. – С. 113–120.
5. Ферсман, А. Е. Химия Космоса / А. Е. Ферсман // Избр. тр. – М. : Изд-во АН СССР, 1953. – Т. II. – С. 245–364.
6. Одум Ю. Основы экологии / Ю. Одум. – М., 1975. – 353 с.
7. Сергеев, Е. М. Инженерная геология – наука о геологической среде / Е. М. Сергеев // Инж. геология. – 1979. – № 1. – С. 1–9.

8. Шестернёв, Д. М. Основные принципы организации геокриологического мониторинга линейных сооружений (На примере железной дороги «Беркабит – Томмот – Якутск») // Сб. трудов IX Международного симпозиума по проблемам инженерного мерзлотоведения (3–7 сентября 2011 г.), г. Мирный, Россия. – Якутск : Издательство Института мерзлотоведения СО РАН, 2011. – С. 253–260.

9. Шестернёв, Д. М. Физика, химия и механика мерзлых грунтов. – Чита : Изд-во ЗабГУ, 1012. – 332 с.

10. Цытович, Н. А. Механика мерзлых грунтов / Н. А. Цытович. – М. : Высшая школа, 1973 – 446 с.

11. Епишин, В. К. Особенности взаимодействия геологической среды и инженерных сооружений / В. К. Епишин, В. Т. Трофимов // Теоретические основы инж. геол. Социально-экономические аспекты [ред. акад. Е. М. Сергеев]. – М. : Недра, 1985. – С. 32–36.

12. Ревзон, А. Л. Картографирование состояний геотехнических систем / А. Л. Ревзон. – М. : Недра, 1992. – 223 с.

13. Иванова, Н. В. Инженерно-геокриологическое районирование и картирование территории на разных стадиях проектирования / Н. В. Иванова, Ф. М. Ривкин, И. И. Шаманова // Промышленное и гражданское строительство. – 2003. – № 10. – С. 24–25.

14. Кондратьев, В. Г. Концепция системы инженерно-геокриологического мониторинга строящегося железнодорожного пути Беркабит – Томмот – Якутск / В. Г. Кондратьев, В. А. Позин. – Чита : Изд-во «Забтранс», 2000 – 84 с.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
ПЛЕНАРНЫЕ ДОКЛАДЫ	6
Железняк М. Н. Геокриологические исследования в Сибири: современное состояние, перспективы исследований	6
Kong, W. S., Park, S. W., Shin, C. H., Choi, K., Yang, J. C. Southern relicts of pleistocene climate and landscape	9
Masayuki Seto, Song-Hyun Kim, Yukiya Tanaka. Hydrological survey of the block stream in mt. Maneo South Korea	10
Шестернёв Д. М. Метод и методология научных исследований в геокриологии	14
 СЕКЦИЯ 1. РЕГИОНАЛЬНАЯ И ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОКРИОЛОГИЯ. ГЕОТЕРМИЯ И ТЕПЛОФИЗИКА КРИОЛИТОЗОНЫ. КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ЯВЛЕНИЯ. ДИНАМИКА КРИОГЕННЫХ ЛАНДШАФТОВ	
Мисайлов И. Е. Геотермические исследования р. Ондодоми	18
Жирков А. Ф., Железняк М. Н. Влияние инфильтрации жидких атмо- сферных осадков на температурный режим песчаных грунтов	21
Кириллин А. Р. Влияние снежного покрова на температурный режим многолетнемерзлых пород Эльконского горста	24
Дворников Ю., Скороспехова Т., Лейбман М. О., Хайм Б., Бартч А., Федорова И., Хомутов А., Видхельм Б., Михайлова М., Шадрина А., Муллануров Д. Транспорт органического вещества в системах «водосборный бассейн – термокарстовое озеро» полуострова Ямал	25
Паньков О. О., Доманский В. О., Рузов И. В., Самсонова В. В. Физико-механические, коррозионные и теплофизические свойства грунтов острова Котельного (Новосибирские острова)	27
Захаров Е. В. Воздействие циклов замораживания-оттаивания на поровую структуру кимберлита трубки «Удачной»	29
Петров А. А., Макаров В. С., Данилов П. П. Изменения сезонноталого слоя от температур верхних горизонтов почв термокарстовых котловин Центральной Якутии	32
Жирков А. Ф., Соркомов Г. К. Расчетный метод оценки влияния конденсации водяных паров в зоне аэрации на температурный режим грунтов	34
Афанасьева Т. А. Итерационные методы восстановления граничных условий теплообмена на поверхности мерзлых грунтов	37

СЕКЦИЯ 2. ГИДРОЛОГИЯ, ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ МЕРЗЛОЙ ЗОНЫ. ПАРНИКОВЫЕ ГАЗЫ	38
Шепелев Н. Г. О правовых проблемах учёта и использования подземных вод	38
Седельникова А. Л. Влияние атмосферных осадков на геохимию городских озерных систем	42
Бобрик А. А. Пространственная и временная вариабельность потоков СО ₂ почвами бугристых торфяников (Сalm R1, Надым, Россия)	45
Доманская О. В., Кулакова А. Ю., Доманский В. О. Оценка коррозионной агрессивности грунтов о. Котельного (Новосибирские острова) микробиологическими и физико- химическими методами	47
Тарбеева А. М., Сурков В. В. Четковидные русла рек северо- восточного Ямала: особенности распространения, морфологии и динамики	49
Лебедева Л. С., Семенова О. М. Анализ и моделирование процессов формирования стока воды в различных мерзлотных ландшафтах на примере малых исследовательских водосборов	52
Нестерова Н. В., Семенова О. М., Лебедева Л. С. Моделирование формирования стока в условиях пирогенного воздействия в районе многолетней мерзлоты	55
Гагарин Л. А. Современные условия развития субаэральных таликов в песчаных отложениях Центральной Якутии	57
Нестерева М. И. Гидрология подземных вод Кысыл-Сырских тукуланов	59
Дьячковская Е. С. Геохимический мониторинг атмосферных осадков на стационаре «Туймаада»	61
Шадрина А. А., Федорова И. В., Голосов С. Д., Voike J. Температурный и ледовый режим арктических озер различной глубины на примере озер о. Самойловского, дельты реки Лены	69
СЕКЦИЯ 3. ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА И ЭВОЛЮЦИЯ КРИОЛИТОЗОНЫ. ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ. ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОКРИОЛОГИЯ	71
Христофоров И. И., Омеляненко П. А., Литовко А. В. Методические особенности георадиолокационного определения мощности и строения ледников (на примере ледника Н. Азаровой)	71
Николаева С. В. Ландшафтная индикация мерзлотных условий горных систем криолитозоны по спутниковым снимкам	73
Юрова А. Ю., Степаненко В. М. Моделирование роли нарастающих атмосферных осадков в формировании термокарстовых озер на границе плейстоцена и голоцена и в современном климате	76
Лыткин В. М. Каменный глетчер в верховьях реки Бургали (хребет Сунтар-Хаята)	78
Томшин О. А., Соловьев В. С. Особенности межгодовых вариаций лесных пожаров мерзлотного региона в 23-м цикле солнечной активности	80

Лапковская А. А., Оленченко В. В. Высотная поясность многолетнемерзлой толщи Курайского хребта (Горный Алтай) по данным электротомографии	83
Ибрагимов Э. В. Возможность применения систем термостабилизации грунтов в строительстве	85
Христофоров И. И., Омеляненко П. А., Литовко А. В., Данилов К. П. Результаты дистанционного исследования перехода магистральных трубопроводов через водные объекты суши	88
Варламова Е. В., Соловьев В. С. Исследование вариаций индекса растительности мерзлотного региона Северной Евразии	91
Вахрин И. С. Деформационные характеристики оттаивающих грунтов в Нерюнгринском районе	94
Левак Ю. Ю. Влияние суточных, сезонных и годовых климатических колебаний намывных грунтов в городе Якутске.	99
Степанов С. П., Вабищевич П. Н., Варламов С. П. Математическое моделирование температурного поля многолетнемерзлого грунтового основания железной дороги	102
Семенов М. Е. Изучение формирования газовых гидратов в лабораторных условиях	105
Урбан А. А., Галанин А. А. Обстановка осадконакопления дюнных комплексов Центральной Якутии.	108
Чжан А. А. Температурный режим основания и земляного полотна на участке АЯЖМ «Томмот – Кердем»	111

ПЛЕНАРНЫЕ ДОКЛАДЫ III ВСЕРОССИЙСКОГО НАУЧНОГО МОЛОДЕЖНОГО ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОГО ФОРУМА, НЕ ВОШЕДШИЕ В СБОРНИК 2013 Г.	114
Григорьев М. Н. Эволюция прибрежно-шельфовой мерзлоты в Арктике: российские и международные экспедиции, результаты и перспективы	114
Tanaka, Y., Kim S.-H., Kashima K. Flood history of kherlen river, Mongolia	121
Федоров А. Н., Иванова Р. Н., Саввинов Г. Н. К 100-летию Отделения Русского географического общества в Республике Саха (Якутия).	125
Шейнкман В. С. Оледенение Сибири и его специфика в условиях многолетнего промерзания горных пород.	130
Шестернёв Д. М. Инженерно-геокриологический мониторинг как основа геокриологического сопровождения строительства и эксплуатации инженерных сооружений в Сибири	135

Научное издание

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ И БУДУЩЕЕ ГЕОКРИОЛОГИИ
Тезисы докладов IV Всероссийского научного молодежного
геокриологического форума с международным участием,
посвященного 200-летию со дня рождения академика А. Ф. Миддендорфа
(29 июня – 12 июля 2015 г., г. Якутск, Россия)

Редактор Н. А. Устюжина.
Компьютерная верстка – А. А. Фёдорова.

ИД 05324 от 09 июля 2001 г. Подписано в печать 11.06.2015. Формат 70x108 1/16.
Гарнитура «Таймс». Бумага писчая № 1. Усл. печ. л. 11,1. Уч.-изд. л. 12,6.
Тираж 500 экз. Заказ № 27.

Издательство и типография Института мерзлотоведения
им. П. И. Мельникова СО РАН.
677010, г. Якутск, ул. Мерзлотная, 36, ИМЗ СО РАН.