

[www.aurora-group.eu](http://www.aurora-group.eu)

ISSN 2453-8922

[www.nbpublish.com](http://www.nbpublish.com)

# АРКТИКА и АНТАРКТИКА

**AURORA Group s.r.o.**  
**nota bene**

## Выходные данные

Номер подписан в печать: 12-07-2024

Учредитель: Даниленко Василий Иванович, w.danilenko@nbpublish.com

Издатель: ООО <НБ-Медиа>

Главный редактор: Васильчук Юрий Кириллович, доктор геолого-минералогических наук,  
vasilch\_geo@mail.ru

ISSN: 2453-8922

Контактная информация:

Выпускающий редактор - Зубкова Светлана Вадимовна

E-mail: info@nbpublish.com

тел.+7 (966) 020-34-36

Почтовый адрес редакции: 115114, г. Москва, Павелецкая набережная, дом 6А, офис 211.

Библиотека журнала по адресу: [http://www.nbpublish.com/library\\_tariffs.php](http://www.nbpublish.com/library_tariffs.php)

## Publisher's imprint

Number of signed prints: 12-07-2024

Founder: Danilenko Vasiliy Ivanovich, w.danilenko@nbpublish.com

Publisher: NB-Media ltd

Main editor: Vasil'chuk Yuriy Kirillovich, doktor geologo-mineralogicheskikh nauk,  
vasilch\_geo@mail.ru

ISSN: 2453-8922

Contact:

Managing Editor - Zubkova Svetlana Vadimovna

E-mail: info@nbpublish.com

тел.+7 (966) 020-34-36

Address of the editorial board : 115114, Moscow, Paveletskaya nab., 6A, office 211 .

Library Journal at : [http://en.nbpublish.com/library\\_tariffs.php](http://en.nbpublish.com/library_tariffs.php)

## Редакционный совет

**Васильчук Юрий Кириллович** - председатель редакционного совета, доктор геолого-минералогических наук, действительный член Российской академии естественных наук, профессор кафедры геохимии и ландшафтов и географии почв Географического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова.  
*119234, Россия, г. Москва, ул. Ленинские Горы, 1, Главный корпус МГУ, сектор "А", ауд 2009, [vasilch\\_geo@mail.ru](mailto:vasilch_geo@mail.ru)*

**Алексеев Сергей Владимирович** – доктор геолого-минералогических наук, заведующий отделом гидрогеологии, Институт земной коры СО РАН Институт земной коры СО РАН,  
*664033, Россия, г.Иркутск, ул. Лермонтова, 128*

**Брушков Анатолий Викторович** - доктор геолого-минералогических наук, зав. кафедрой геокриологии, геологический факультет Московского государственного университета имени М.В.Ломоносова.  
*Главное здание МГУ им. М.В.Ломоносова, ул. Ленинские Горы, 1, сектор А, 3 этаж, г. Москва, Россия, 119234.*

**Буданцева Надежда Аркадьевна** - кандидат географических наук, старший научный сотрудник, географический факультет Московского государственного университета имени М.В.Ломоносова.  
*Главное здание МГУ им. М.В.Ломоносова, ул. Ленинские Горы, 1, сектор А, 17 и 21 этаж, г. Москва, Россия, 119234.*

**Бычков Андрей Юрьевич** - доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры геохимии, геологический факультет Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова.  
*МГУ им. М.В.Ломоносова, ул. Ленинские Горы, 1, г. Москва, Россия, 119234.*

**Васильчук Алла Константиновна** - доктор географических наук, ведущий научный сотрудник, географический факультет Московского государственного университета имени М.В.Ломоносова.  
*Главное здание МГУ им. М.В.Ломоносова, Ленинские Горы, 1, сектор Ж, 9 этаж, лаборатория геоэкологии Севера, г. Москва, Россия, 119234. [alla-vasilch@yandex.ru](mailto:alla-vasilch@yandex.ru)*

**Власов Александр Николаевич** - доктор технических наук, директор Федеральное государственное бюджетное учреждение науки институт прикладной механики Российской академии наук (ИПРИМ РАН).  
*125040, Россия, Москва, Ленинградский проспект д.7.*

**Дроздов Дмитрий Степанович** - доктор геолого-минералогических наук, Заместитель директора Института криосферы Земли СО РАН,  
*Москва, Вавилова, 30/6, комн.22, 119991.*

**Кирпотин Сергей Николаевич** - доктор биологических наук, профессор Томского государственного университета, директор Центра исследований биоты, климата и ландшафта BioClimLand.  
*Просп. Ленина, дом. 36. Томск, Россия, 634050.*

**Кислов Александр Викторович** - доктор географических наук, действительный член Российской академии естественных наук, профессор, зав. кафедрой метеорологии и климатологии, географический факультет Московского государственного университета

имени М.В.Ломоносова.

Главное здание МГУ им. М.В.Ломоносова, ул. Ленинские Горы, 1, сектор А, 20 этаж, г. Москва, Россия, 119234.

**Михаленко Владимир Николаевич** - доктор географических наук, ведущий научный сотрудник, институт географии РАН (ИГ РАН).

Старомонетный переулок, дом 29 г. Москва, Россия, 119017.

**Рогов Виктор Васильевич** - доктор географических наук, профессор кафедры криолитологии и гляциологии, географический факультет Московского государственного университета имени М.В.Ломоносова. Главное здание МГУ им. М.В.Ломоносова, ул. Ленинские Горы, 1, сектор А, 19 этаж, г. Москва, Россия, 119234.

**Фролова Наталья Леонидовна** - доктор географических наук, профессор, зав. кафедрой гидрологии, географический факультет Московского государственного университета имени М.В.Ломоносова.

Главное здание МГУ им. М.В.Ломоносова, ул. Ленинские Горы, 1, сектор А, 17 этаж, г. Москва, Россия, 119234.

**Хименков Александр Николаевич** - кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник.

Институт геоэкологии РАН им. Е.М. Сергеева Российской академии наук (ИГЭ РАН). Уланский переулок, дом 13, строение 2, а/я 145. г. Москва, Россия, 101000.

**Чижова Юлия Николаевна** - кандидат географических наук, старший научный сотрудник, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН),

г. Москва, ул. Старомонетный переулок д. 17, 109017

**Алексеев Сергей Владимирович** - доктор геолого-минералогических наук, ФГБУН Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, Заведующий лабораторией гидрогеологии, 664033, Россия, Иркутская область, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, каб. 318, [salex@crust.irk.ru](mailto:salex@crust.irk.ru)

**Галкин Александр Фёдорович** - доктор технических наук, Институт мерзлотоведения им.П.И.Мельникова СО РАН, Главный научный сотрудник, 677010, Россия, республика Саха(Якутия), г. Якутск, ул. Кулаковского, 4-1, [afgalkin@yandex.ru](mailto:afgalkin@yandex.ru)

**Луговской Александр Михайлович** - доктор географических наук, Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «Московский государственный университет геодезии и картографии» (МИИГАиК), профессор кафедры географии факультета картографии и геоинформатики, 1090548, Россия, Московская область, г. Москва, ул. Шоссейная, 13, оф. 49, [alug1961@yandex.ru](mailto:alug1961@yandex.ru)

**Яковенко Наталия Владимировна** - доктор географических наук, ВГЛТУ им. Г.Ф. Морозова, директор НИИ ИТЛК, 394068, Россия, Воронежская область, г. Voronezh, бул. Олимпийский, 6, кв. 334, [n.v.yakovenko71@gmail.com](mailto:n.v.yakovenko71@gmail.com)



## Council of Editors

**Vasilchuk Yuri Kirillovich** - Chairman of the Editorial Board, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, full member of the Russian Academy of Natural Sciences, Professor of the Department of Geochemistry and Landscapes and Soil Geography of the Geographical Faculty of Lomonosov Moscow State University.

*119234, Russia, Moscow, Leninskie Gory str., 1, Main Building of Moscow State University, sector "A", aud 2009, [vasilch\\_geo@mail.ru](mailto:vasilch_geo@mail.ru)*

**Alekseev Sergey Vladimirovich** – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Head of the Department of Hydrogeology, Institute of the Earth's Crust SB RAS Institute of the Earth's Crust SB RAS,

*664033, Russia, G.Irkutsk, ul. Lermontov, 128*

**Brushkov Anatoly Viktorovich** - Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Head of the Department of Geocryology, Geological Faculty of Lomonosov Moscow State University.

*The main building of Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory str., 1, Sector A, 3rd floor, Moscow, Russia, 119234.*

**Budantseva Nadezhda Arkadyevna** - Candidate of Geographical Sciences, Senior Researcher, Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University.

*The main building of Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory str., 1, Sector A, 17th and 21st floor, Moscow, Russia, 119234.*

**Andrey Yuryevich Bychkov** - Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor of the Department of Geochemistry, Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University.

*Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory str., 1, Moscow, Russia, 119234.*

**Vasilchuk Alla Konstantinovna** - Doctor of Geographical Sciences, Leading Researcher, Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University.

*The main building of Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory, 1, sector Z, 9th floor, Laboratory of Geoecology of the North, Moscow, Russia, 119234. [alla-vasilch@yandex.ru](mailto:alla-vasilch@yandex.ru)*

**Vlasov Alexander Nikolaevich** - Doctor of Technical Sciences, Director of the Federal State Budgetary Institution of Science Institute of Applied Mechanics of the Russian Academy of Sciences (IPRIM RAS).

*7 Leningradsky Prospekt, Moscow, 125040, Russia.*

**Drozdov Dmitry Stepanovich** - Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Deputy Director of the Institute of the Earth's Cryosphere SB RAS,

*Moscow, Vavilova, 30/6, room.22, 119991.*

**Kirpotin Sergey Nikolaevich** - Doctor of Biological Sciences, Professor of Tomsk State University, Director of the Center for Biota, Climate and Landscape Research BioClimLand. Avenue. Lenin's house. 36. Tomsk, Russia, 634050.

**Alexander V. Kislov** - Doctor of Geographical Sciences, Full member of the Russian Academy of Natural Sciences, Professor, Head of the Department of Meteorology and Climatology, Faculty of Geography of Lomonosov Moscow State University.

*The main building of Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory str., 1, Sector A, 20th floor, Moscow, Russia, 119234.*

**Mikhalenko Vladimir Nikolaevich** - Doctor of Geographical Sciences, Leading Researcher,

Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences (IG RAS).  
*29 Staromonetny Lane, Moscow, Russia, 119017.*

**Rogov Viktor Vasilyevich** - Doctor of Geographical Sciences, Professor of the Department of Cryolithology and Glaciology, Faculty of Geography of Lomonosov Moscow State University.  
The main building of Lomonosov Moscow State University,  
*Leninskie Gory str., 1, sector A, 19th floor, Moscow, Russia, 119234.*

**Frolova Natalia Leonidovna** - Doctor of Geographical Sciences, Professor, Head of the Department of Hydrology, Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University.  
*The main building of Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory str., 1, sector A, 17th floor, Moscow, Russia, 119234.*

**Khimenkov Alexander Nikolaevich** - Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, leading researcher.  
*E.M. Sergeev Institute of Geoecology of the Russian Academy of Sciences (IGE RAS). Ulansky lane, building 13, building 2, a/z 145. Moscow, Russia, 101000.*

**Yulia Nikolaevna Chizhova** - Candidate of Geographical Sciences, Senior Researcher, Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences (IGEM RAS),  
*Moscow, 17 Staromonetny pereulok str., 109017*

**Alekseev Sergey Vladimirovich** - Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Institute of the Earth's Crust of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Head of the Laboratory of Hydrogeology, 664033, Russia, Irkutsk region, Irkutsk, 128 Lermontov str., office 318, [salex@crust.irk.ru](mailto:salex@crust.irk.ru)

**Galkin Alexander Fedorovich** - Doctor of Technical Sciences, Institute of Permafrost named after P.I. Melnikov SB RAS, Chief Researcher, 677010, Russia, Republic of Sakha (Yakutia), Yakutsk, Kulakovsky str., 4-1, [afgalkin@yandex.ru](mailto:afgalkin@yandex.ru)

**Lugovskoy Alexander Mikhailovich** - Doctor of Geographical Sciences, Federal State Budgetary Educational Institution of Higher Education "Moscow State University of Geodesy and Cartography" (MIIGAik), Professor of the Department of Geography, Faculty of Cartography and Geoinformatics, 1090548, Russia, Moscow region, Moscow, Shosseynaya str., 13, office 49, [alug1961@yandex.ru](mailto:alug1961@yandex.ru)

**Yakovenko Natalia Vladimirovna** - Doctor of Geographical Sciences, G.F. Morozov VGLTU, Director of ITLK Research Institute, 394068, Russia, Voronezh Region, Voronezh, blvd. Olympic, 6, sq. 334, [n.v.yakovenko71@gmail.com](mailto:n.v.yakovenko71@gmail.com)

## Требования к статьям

Журнал является научным. Направляемые в издательство статьи должны соответствовать тематике журнала (с его рубрикатором можно ознакомиться на сайте издательства), а также требованиям, предъявляемым к научным публикациям.

Рекомендуемый объем от 12000 знаков.

Структура статьи должна соответствовать жанру научно-исследовательской работы. В ее содержании должны обязательно присутствовать и иметь четкие смысловые разграничения такие разделы, как: предмет исследования, методы исследования, апелляция к оппонентам, выводы и научная новизна.

Не приветствуется, когда исследователь, трактуя в статье те или иные научные термины, вступает в заочную дискуссию с авторами учебников, учебных пособий или словарей, которые в узких рамках подобных изданий не могут широко излагать свое научное воззрение и заранее оказываются в проигрышном положении. Будет лучше, если для научной полемики Вы обратитесь к текстам монографий или диссертационных работ оппонентов.

Не превращайте научную статью в публицистическую: не наполняйте ее цитатами из газет и популярных журналов, ссылками на высказывания по телевидению.

Ссылки на научные источники из Интернета допустимы и должны быть соответствующим образом оформлены.

Редакция отвергает материалы, напоминающие реферат. Автору нужно не только продемонстрировать хорошее знание обсуждаемого вопроса, работ ученых, исследовавших его прежде, но и привнести своей публикацией определенную научную новизну.

Не принимаются к публикации избранные части из диссертаций, книг, монографий, поскольку стиль изложения подобных материалов не соответствует журнальному жанру, а также не принимаются материалы, публиковавшиеся ранее в других изданиях.

В случае отправки статьи одновременно в разные издания автор обязан известить об этом редакцию. Если он не сделал этого заблаговременно, рискует репутацией: в дальнейшем его материалы не будут приниматься к рассмотрению.

Уличенные в плагиате попадают в «черный список» издательства и не могут рассчитывать на публикацию. Информация о подобных фактах передается в другие издательства, в ВАК и по месту работы, учебы автора.

Статьи представляются в электронном виде только через сайт издательства <http://www.e-notabene.ru> кнопка "Авторская зона".

Статьи без полной информации об авторе (соавторах) не принимаются к рассмотрению, поэтому автор при регистрации в авторской зоне должен ввести полную и корректную информацию о себе, а при добавлении статьи - о всех своих соавторах.

Не набирайте название статьи прописными (заглавными) буквами, например: «ИСТОРИЯ КУЛЬТУРЫ...» — неправильно, «История культуры...» — правильно.

При добавлении статьи необходимо прикрепить библиографию (минимум 10–15 источников, чем больше, тем лучше).



При добавлении списка использованной литературы, пожалуйста, придерживайтесь следующих стандартов:

- [ГОСТ 7.1-2003 Библиографическая запись. Библиографическое описание. Общие требования и правила составления.](#)
- [ГОСТ 7.0.5-2008 Библиографическая ссылка. Общие требования и правила составления](#)

В каждой ссылке должен быть указан только один диапазон страниц. В теле статьи ссылка на источник из списка литературы должна быть указана в квадратных скобках, например, [1]. Может быть указана ссылка на источник со страницей, например, [1, с. 57], на группу источников, например, [1, 3], [5-7]. Если идет ссылка на один и тот же источник, то в теле статьи нумерация ссылок должна выглядеть так: [1, с. 35]; [2]; [3]; [1, с. 75-78]; [4]....

А в библиографии они должны отображаться так:

[1]

[2]

[3]

[4]....

Постраничные ссылки и сноски запрещены. Если вы используете сноску, не содержащую ссылку на источник, например, разъяснение термина, включите сноску в текст статьи.

После процедуры регистрации необходимо прикрепить аннотацию на русском языке, которая должна состоять из трех разделов: Предмет исследования; Метод, методология исследования; Новизна исследования, выводы.

Прикрепить 10 ключевых слов.

Прикрепить саму статью.

Требования к оформлению текста:

- Кавычки даются уголками (« ») и только кавычки в кавычках — лапками (" ").
- Тире между датами дается короткое (Ctrl и минус) и без отбивок.
- Тире во всех остальных случаях дается длинное (Ctrl, Alt и минус).
- Даты в скобках даются без г.: (1932–1933).
- Даты в тексте даются так: 1920 г., 1920-е гг., 1540–1550-е гг.
- Недопустимо: 60-е гг., двадцатые годы двадцатого столетия, двадцатые годы XX столетия, 20-е годы XX столетия.
- Века, король такой-то и т.п. даются римскими цифрами: XIX в., Генрих IV.
- Инициалы и сокращения даются с пробелом: т. е., т. д., М. Н. Иванов. Неправильно: М.Н. Иванов, М.Н. Иванов.

#### **ВСЕ СТАТЬИ ПУБЛИКУЮТСЯ В АВТОРСКОЙ РЕДАКЦИИ.**

**По вопросам публикации и финансовым вопросам** обращайтесь к администратору  
Зубковой Светлане Вадимовне

E-mail: [info@nbpublish.com](mailto:info@nbpublish.com)

или по телефону +7 (966) 020-34-36

#### **Подробные требования к написанию аннотаций:**

Аннотация в периодическом издании является источником информации о содержании статьи и изложенных в ней результатах исследований.

Аннотация выполняет следующие функции: дает возможность установить основное

содержание документа, определить его релевантность и решить, следует ли обращаться к полному тексту документа; используется в информационных, в том числе автоматизированных, системах для поиска документов и информации.

Аннотация к статье должна быть:

- информативной (не содержать общих слов);
- оригинальной;
- содержательной (отражать основное содержание статьи и результаты исследований);
- структурированной (следовать логике описания результатов в статье);

Аннотация включает следующие аспекты содержания статьи:

- предмет, цель работы;
- метод или методологию проведения работы;
- результаты работы;
- область применения результатов; новизна;
- выводы.

Результаты работы описывают предельно точно и информативно. Приводятся основные теоретические и экспериментальные результаты, фактические данные, обнаруженные взаимосвязи и закономерности. При этом отдается предпочтение новым результатам и данным долгосрочного значения, важным открытиям, выводам, которые опровергают существующие теории, а также данным, которые, по мнению автора, имеют практическое значение.

Выводы могут сопровождаться рекомендациями, оценками, предложениями, гипотезами, описанными в статье.

Сведения, содержащиеся в заглавии статьи, не должны повторяться в тексте аннотации. Следует избегать лишних вводных фраз (например, «автор статьи рассматривает...», «в статье рассматривается...»).

Исторические справки, если они не составляют основное содержание документа, описание ранее опубликованных работ и общеизвестные положения в аннотации не приводятся.

В тексте аннотации следует употреблять синтаксические конструкции, свойственные языку научных и технических документов, избегать сложных грамматических конструкций.

**Гонорары за статьи в научных журналах не начисляются.**

#### **Цитирование или воспроизведение текста, созданного ChatGPT, в вашей статье**

Если вы использовали ChatGPT или другие инструменты искусственного интеллекта в своем исследовании, опишите, как вы использовали этот инструмент, в разделе «Метод» или в аналогичном разделе вашей статьи. Для обзоров литературы или других видов эссе, ответов или рефератов вы можете описать, как вы использовали этот инструмент, во введении. В своем тексте предоставьте prompt - командный вопрос, который вы использовали, а затем любую часть соответствующего текста, который был создан в ответ.

К сожалению, результаты «чата» ChatGPT не могут быть получены другими читателями, и хотя невозстановимые данные или цитаты в статьях APA Style обычно цитируются как личные сообщения, текст, сгенерированный ChatGPT, не является сообщением от человека.

Таким образом, цитирование текста ChatGPT из сеанса чата больше похоже на совместное использование результатов алгоритма; таким образом, сделайте ссылку на автора алгоритма записи в списке литературы и приведите соответствующую цитату в тексте.

Пример:

На вопрос «Является ли деление правого полушария левого полушария реальным или метафорой?» текст, сгенерированный ChatGPT, показал, что, хотя два полушария мозга в некоторой степени специализированы, «обозначение, что люди могут быть охарактеризованы как «левополушарные» или «правополушарные», считается чрезмерным упрощением и популярным мифом» (OpenAI, 2023).

#### **Ссылка в списке литературы**

OpenAI. (2023). ChatGPT (версия от 14 марта) [большая языковая модель].  
<https://chat.openai.com/chat>

Вы также можете поместить полный текст длинных ответов от ChatGPT в приложение к своей статье или в дополнительные онлайн-материалы, чтобы читатели имели доступ к точному тексту, который был сгенерирован. Особенно важно задокументировать точный созданный текст, потому что ChatGPT будет генерировать уникальный ответ в каждом сеансе чата, даже если будет предоставлен один и тот же командный вопрос. Если вы создаете приложения или дополнительные материалы, помните, что каждое из них должно быть упомянуто по крайней мере один раз в тексте вашей статьи в стиле APA.

Пример:

При получении дополнительной подсказки «Какое представление является более точным?» в тексте, сгенерированном ChatGPT, указано, что «разные области мозга работают вместе, чтобы поддерживать различные когнитивные процессы» и «функциональная специализация разных областей может меняться в зависимости от опыта и факторов окружающей среды» (OpenAI, 2023; см. Приложение А для полной расшифровки). .

#### **Ссылка в списке литературы**

OpenAI. (2023). ChatGPT (версия от 14 марта) [большая языковая модель].  
<https://chat.openai.com/chat> Создание ссылки на ChatGPT или другие модели и программное обеспечение ИИ

Приведенные выше цитаты и ссылки в тексте адаптированы из шаблона ссылок на программное обеспечение в разделе 10.10 Руководства по публикациям (Американская психологическая ассоциация, 2020 г., глава 10). Хотя здесь мы фокусируемся на ChatGPT, поскольку эти рекомендации основаны на шаблоне программного обеспечения, их можно адаптировать для учета использования других больших языковых моделей (например, Bard), алгоритмов и аналогичного программного обеспечения.

Ссылки и цитаты в тексте для ChatGPT форматируются следующим образом:

OpenAI. (2023). ChatGPT (версия от 14 марта) [большая языковая модель].  
<https://chat.openai.com/chat>

Цитата в скобках: (OpenAI, 2023)

Описательная цитата: OpenAI (2023)

Давайте разберем эту ссылку и посмотрим на четыре элемента (автор, дата, название и

источник):

Автор: Автор модели OpenAI.

Дата: Дата — это год версии, которую вы использовали. Следуя шаблону из Раздела 10.10, вам нужно указать только год, а не точную дату. Номер версии предоставляет конкретную информацию о дате, которая может понадобиться читателю.

Заголовок. Название модели — «ChatGPT», поэтому оно служит заголовком и выделено курсивом в ссылке, как показано в шаблоне. Хотя OpenAI маркирует уникальные итерации (например, ChatGPT-3, ChatGPT-4), они используют «ChatGPT» в качестве общего названия модели, а обновления обозначаются номерами версий.

Номер версии указан после названия в круглых скобках. Формат номера версии в справочниках ChatGPT включает дату, поскольку именно так OpenAI маркирует версии. Различные большие языковые модели или программное обеспечение могут использовать различную нумерацию версий; используйте номер версии в формате, предоставленном автором или издателем, который может представлять собой систему нумерации (например, Версия 2.0) или другие методы.

Текст в квадратных скобках используется в ссылках для дополнительных описаний, когда они необходимы, чтобы помочь читателю понять, что цитируется. Ссылки на ряд общих источников, таких как журнальные статьи и книги, не включают описания в квадратных скобках, но часто включают в себя вещи, не входящие в типичную рецензируемую систему. В случае ссылки на ChatGPT укажите дескриптор «Большая языковая модель» в квадратных скобках. OpenAI описывает ChatGPT-4 как «большую мультимодальную модель», поэтому вместо этого может быть предоставлено это описание, если вы используете ChatGPT-4. Для более поздних версий и программного обеспечения или моделей других компаний могут потребоваться другие описания в зависимости от того, как издатели описывают модель. Цель текста в квадратных скобках — кратко описать тип модели вашему читателю.

Источник: если имя издателя и имя автора совпадают, не повторяйте имя издателя в исходном элементе ссылки и переходите непосредственно к URL-адресу. Это относится к ChatGPT. URL-адрес ChatGPT: <https://chat.openai.com/chat>. Для других моделей или продуктов, для которых вы можете создать ссылку, используйте URL-адрес, который ведет как можно более напрямую к источнику (т. е. к странице, на которой вы можете получить доступ к модели, а не к домашней странице издателя).

### **Другие вопросы о цитировании ChatGPT**

Вы могли заметить, с какой уверенностью ChatGPT описал идеи латерализации мозга и то, как работает мозг, не ссылаясь ни на какие источники. Я попросил список источников, подтверждающих эти утверждения, и ChatGPT предоставил пять ссылок, четыре из которых мне удалось найти в Интернете. Пятая, похоже, не настоящая статья; идентификатор цифрового объекта, указанный для этой ссылки, принадлежит другой статье, и мне не удалось найти ни одной статьи с указанием авторов, даты, названия и сведений об источнике, предоставленных ChatGPT. Авторам, использующим ChatGPT или аналогичные инструменты искусственного интеллекта для исследований, следует подумать о том, чтобы сделать эту проверку первоисточников стандартным процессом. Если источники являются реальными, точными и актуальными, может быть лучше прочитать эти первоисточники, чтобы извлечь уроки из этого исследования, и перефразировать или процитировать эти статьи, если применимо, чем использовать их интерпретацию модели.

Материалы журналов включены:

- в систему Российского индекса научного цитирования;
- отображаются в крупнейшей международной базе данных периодических изданий Ulrich's Periodicals Directory, что гарантирует значительное увеличение цитируемости;
- Всем статьям присваивается уникальный идентификационный номер Международного регистрационного агентства DOI Registration Agency. Мы формируем и присваиваем всем статьям и книгам, в печатном, либо электронном виде, оригинальный цифровой код. Префикс и суффикс, будучи прописанными вместе, образуют определяемый, цитируемый и индексируемый в поисковых системах, цифровой идентификатор объекта — digital object identifier (DOI).

[Отправить статью в редакцию](#)

### Этапы рассмотрения научной статьи в издательстве NOTA BENE.





## Содержание

Землянскова А.А., Макарьева О.М. Моделирование процессов формирования стока рек горной криолитозоны северо-востока России с наледным питанием на примере р. Анмангында	1
Янченко Н.И., Анциферов Е.А. Первые результаты измерения температуры в снежном покрове на поисковой зимней площадке в Иркутске	21
Васильчук А.К. Спорово-пыльцевые спектры в голоценовых ледяных жилах на пойме реки Ляккатосё (Восточный Ямал)	33
Васильчук Ю.К. Ионный состав пластовых ледяных залежей Ямала: Бованенково, Еркутаяха и Мордыаха	57
Васильчук Ю.К., Гинзбург А.П., Токарев И.В., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Паламарчук В.А., Васильчук Д.Ю., Блудушкина Л.Б., Слышкина Е.С. Стабильные изотопы кислорода и водорода в сезонных буграх пучения в долине р. Чара, Забайкалье	90
Англоязычные метаданные	130

## Contents

Zemlianskova A.A., Makarieva O.M. Modeling of runoff formation processes with aufeis feed in mountain cryosphere of the north-east of Russia	1
Ianchenko (Yanchenko) N.I., Antsiferov E.A. First results of measuring temperature in snow cover at a winter search site in Irkutsk	21
Vasil'chuk A.C. Pollen spectra in Holocene ice wedges in the floodplain of the Lyakkatosyo River (Eastern Yamal, Russia)	33
Vasil'chuk Y.K. Ion geochemistry of massive ice at Yamal Peninsula: Bovanenkovo, Erkutayakha and Mordyyakha	57
Vasil'chuk Y.K., Ginzburg A.P., Tokarev I.V., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.C., Palamarchuk V.A., Vasil'chuk J.Y., Bludushkina L.B., Slyshkina E.S. Stable isotopes of oxygen and hydrogen in frost blisters of the Chara River valley, Transbaikalia	90
Metadata in english	130

Арктика и Антарктика

*Правильная ссылка на статью:*

Землянскова А.А., Макарьева О.М. Моделирование процессов формирования стока рек горной криолитозоны северо-востока России с наледным питанием на примере р. Анмангында // Арктика и Антарктика. 2024. № 2. DOI: 10.7256/2453-8922.2024.2.69780 EDN: EAMLTk URL: [https://nbpublish.com/library\\_read\\_article.php?id=69780](https://nbpublish.com/library_read_article.php?id=69780)

## Моделирование процессов формирования стока рек горной криолитозоны северо-востока России с наледным питанием на примере р. Анмангында

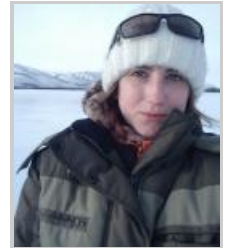
**Землянскова Анастасия Александровна**

ORCID: 0000-0002-2249-5708

лаборант, Северо-Восточный государственный университет; младший научный сотрудник, Санкт-Петербургский государственный университет

685017, Россия, Магаданская область, г. Магадан, ул. Портовая, 13

✉ [anastasiazemlanskova@gmail.com](mailto:anastasiazemlanskova@gmail.com)



**Макарьева Ольга Михайловна**

ORCID: 0000-0002-2532-4306

кандидат технических наук

заведующий лабораторией, Северо-Восточный государственный университет; ведущий научный сотрудник, Санкт-Петербургский государственный университет

685000, Россия, Магаданская область, г. Магадан, ул. Портовая, 13

✉ [omakarieva@yandex.ru](mailto:omakarieva@yandex.ru)



---

[Статья из рубрики "Подземные и поверхностные воды холодных равнинных и горных регионов"](#)

**DOI:**

10.7256/2453-8922.2024.2.69780

**EDN:**

EAMLTk

**Дата направления статьи в редакцию:**

07-02-2024

**Дата публикации:**

15-02-2024

**Аннотация:** Наледи являются ключевым элементом в цепи водообменных процессов

зоны распространения многолетнемерзлых пород. Гидрологическая роль наледей в формировании речного стока может быть сопоставима с ледниками. Наблюдения за наледями при строительстве Байкало-Амурской магистрали показали, что в годовом стоке рек доля наледного стока может достигать 35% для водосборов площадью до 500 км<sup>2</sup>. Несмотря на длительную историю изучения наледей, отсутствуют методы прогноза развития наледных процессов, а также гидрологические модели, учитывающие долю наледного питания в речном стоке. Это связано с недостатком данных наблюдений за динамикой и факторами развития наледей. В прошлом веке в Сибири и на Дальнем Востоке на некоторых наледях проводились продолжительные исследования. Одним из таких уникальных объектов является гигантская Анмангындинская наледь (верховье бассейна р. Колыма). Целью исследования является изучение гидрологического режима бассейна р. Анмангында и разработка метода учета наледного стока (блок «Наледь») для распределенной гидрологической модели «Гидрограф». Блок «Наледь» учитывает два фактора разрушения наледи – под действием солнечной радиации и термоэрозионного разрушения. Входными данными являются площадь наледи к началу теплого сезона и суточные метеорологические данные. Параметрами – коэффициенты таяния льда и испарения со льда, а также коэффициент относительной площади наледи в зависимости от периода разрушения, рассчитанный для современного климатического периода. Результатом расчета являются слои наледного стока и характеристики наледи на заданный интервал. На основе исторических данных и материалов собственных полевых исследований, проведена апробация блока «Наледь». Отклонение расчётных и натурных величин составило 2–10% и 1–9% для максимальных величин площади и объема Анмангындинской наледи соответственно. Результаты численных расчетов за период 1967–2022 гг. выявили динамику вклада Анмангындинской наледи в сток реки в различные сезоны. Расширенный функционал модели «Гидрограф» позволил улучшить качество моделирования стока рек, в бассейнах которых формируются наледи. Для бассейна р. Анмангында средний коэффициент Нэша-Сатклиффа и величина ошибки годового стока составили 0,57 и 13,0% по сравнению со значениями 0,41 и 18,0%, когда не использовался блок «Наледь».

**Ключевые слова:**

наледь, наледные ресурсы, наледное питание, модель Гидрограф, математическое моделирование, многолетняя мерзлота, река Анмангында, дистанционное зондирование, водный баланс, криолитозона

*Полевые исследования на Анмангындинской наледи в 2020-2023 гг. проведены при поддержке Санкт-Петербургского государственного университета в рамках проекта «Комплексная оценка естественных и антропогенных факторов интенсификации водообменных процессов криолитозоны в условиях изменения климата», обработка и анализ полевых данных, а также разработка блока «Наледь» выполнены в рамках проекта Российского научного фонда и Правительства Магаданской области № 23-17-20011 «Оценка рисков опасных явлений для инфраструктуры Магаданской области, вызванных климатически- и антропогенно-обусловленной трансформацией многолетнемерзлых пород».*

**Введение**

Наледь — специфическая форма сезонного оледенения, характерная для горных условий многолетней мерзлоты [\[1-3\]](#). Площадь одного объекта может измеряться

десятками км<sup>2</sup>, а толщина льда достигать 10—12 м [4]. В условиях глобального потепления климата наблюдается сокращение размеров наледей [5, 6] и их миграция, что оказывает влияние на гидрологический режим рек криолитозоны и геокриологические условия [3, 7]. Крупные размеры наледей обеспечивают высокую идентифицируемость этих объектов на космических снимках, что позволяет использовать их в виде качественных индикаторов трансформации водообмена на обширных, труднодоступных и недостаточно изученных территориях Северо-Востока России, где по последним оценкам насчитывается не менее 6683 наледей с общей площадью около 4500 км<sup>2</sup> [8].

Наледи являются ключевым элементом в цепи водообменных процессов зоны распространения многолетнемерзлых пород. Согласно наблюдениям Б. Л. Соколова, в мае-июне до 50—90% наледного стока попадает в речной сток, в июле эта доля снижается до 30%, а в августе — до 7%. Гидрологическая роль наледей в формировании речного стока может быть сопоставима с такими снежно-ледовыми явлениями, как ледники, что подтверждается результатами многих исследований [6, 9, 10]. Наблюдения за наледями при строительстве Байкало-Амурской магистрали показали, что в годовом стоке рек доля наледного стока может достигать 35% для водосборов площадью до 500 км<sup>2</sup>. В период весеннего половодья эта доля составляет от 5 до 40%, а в летнем стоке не превышает 10% [11].

Наледи могут играть важную роль в водообеспечении засушливых регионов [2, 12]. Несмотря на историю изучения этого природного явления (более 100 лет) и достигнутые результаты, отсутствуют методы прогноза развития наледных процессов, а также гидрологические модели, учитывающие долю наледного питания в речном стоке. На данный момент реализуются исследования по созданию концептуальных моделей образования наледей [13, 14], что позволит лучше понять их природу. В известных гидрологических моделях, таких как HBV-Light model [15, 16], PREVAN [17] и др. с помощью системы уравнений удовлетворительно описываются разрушение ледника и ледниковый сток, их можно также использовать в отношении наледей с помощью регулирования снежного индекса, но это теряет всякий физический смысл [18].

Проблема разработки математического аппарата, позволяющего прогнозировать размеры и характер наледных процессов, а также учитывать их влияние на речной сток и другие компоненты природной среды кроется в том, что отсутствует государственная программа изучения наледей. Наземные наблюдения в России выполняются благодаря грантовым поддержкам [19-21 и др.] отдельными научными группами, результаты которых часто не сопоставимы друг с другом. Необходима комплексная программа изучения наледей на ключевых объектах в разных регионах, которая будет учитывать особенность климата, геологического строения, рельефа, геокриологических характеристик, ландшафтов на формирование наледей. Данные спутникового мониторинга позволят дать ретроспективную оценку изменения их размеров [5, 22]. В прошлом веке на наледях рр. Самокит, Верина, Анмангында и др. проводились комплексные наблюдения за их водным режимом и ролью наледей в формировании речного стока. Поэтому именно эти объекты и предлагается рассмотреть в первую очередь в качестве ключевых объектов сети наледиметрических пунктов.

В бассейне р. Анмангында (бассейн р. Колымы) был получен длительный ряд данных (1962–1991 гг.) о площади, объеме, толщине гигантской наледи в разные сезоны года, а также гидрологическом режиме реки в створе ниже наледи (1962–1987) и на крупном



притоке руч. Ольчан (1962–1978 гг.). На основе этих материалов были получены интегральные кривые уменьшения морфометрических характеристик наледи, которые применялись в расчетах на других объектах [\[10, 23, 24\]](#).

В данной работе на примере бассейна р. Анмангында предлагается изучить гидрологический режим, а также, используя длительный ряд данных с помощью методов математического моделирования, разработать метод учета наледного питания.

### Объект исследования

Площадь водосбора р. Анмангында (впадает в р. Детрин, приток р. Колыма), для которого проводится расчет, составляет 376 км<sup>2</sup>. Территория исследования относится к зоне сплошного распространения многолетней мерзлоты, ее мощность достигает 300 м, уменьшается до 80–100 м в долинах рек и прерывается в таликовых зонах [\[25\]](#). Геологическое строение представлено осадочными породами верхнего триаса, юры и мела. По данным [\[26\]](#) глубина нулевых теплооборотов составляет 11,5 и 13,5 м на высоте 712 и 1027 м соответственно.

Высота водосбора р. Анмангында составляет от 700 до 1850 м. Долина реки на участке образования наледи (рис. 1) имеет трапецидальную форму с пологими склонами. Протяженность наледной поляны составляет около 6–7 км, с абсолютной высотой 700–770 м. Склоны покрыты лиственничным лесом на мохово-лишайниковой подстилке, местами кедровый стланик и пятна открытой тундры. Почвы горнолесные подзолистые, тундровые и горнотундровые.



Рис. 1. Анмангындинская наледь.

Дно долины сложено аллювием, в верхней части он слабо прикрыт кустарничком и моховым покровом. На участках, где лед лежит продолжительное время, образуется кочкарник, а также густой ивняк. Наледь образуется ежегодно, в современный период ее площадь может достигать 5,4 км<sup>2</sup> (2000 г.), а исторический максимум составил 6,8 км<sup>2</sup> (1978 г.). Средний объем наледи за период 1963–1991 гг. был 8,5 млн м<sup>3</sup>, что составляет 22,6 мм годового слоя стока. Современные оценки показывают значительное уменьшение общих размеров Анмангындинской наледи [\[27\]](#), так в 2000–2022 гг.

максимальный объем по расчетным оценкам не превышал 8,2 млн м<sup>3</sup>, а в среднем составляет 7 млн м<sup>3</sup>.

Водный режим реки Анмангында характеризуется данными гидрологического поста, расположенного ниже наледи. На участке полыньи выше наледи и в средней части наледной поляны наблюдается круглогодичный сток.

Климат исследуемого района резко континентальной, средняя годовая температура на станции Усть-Омчуг (576 м над ур. моря) за период 1967-2022 гг. составила -9,8°C (в июле +14,5°C, в январе -33,4°C). В самые холодные месяцы (декабрь-январь) температура опускается до -57°C, а в теплые поднимается до +33,6°C (июль). Среднегодовая сумма осадков составляет 341,2 мм (м/с Усть-Омчуг).

Снежный покров в горах устанавливается в конце сентября, а по всему бассейну в середине октября. По данным полевых исследований 2021-2023 гг. высота снега в разных частях водосбора на конец марта составляет от 48 до 84 см, тогда как на м/с Усть-Омчуг — 25 см.

## Материалы и методы исследования

### *Исторические данные*

Материалы Колымского управления гидрометеослужбы были собраны, оцифрованы и проанализированы за период 1962-1991 гг. Они включали в себя информацию о динамике площади, объема, толщины льда в разные сезоны года. Подробно анализ и результаты описаны в работах [27, 28]. Отмечено, что за последние 60 лет максимальные размеры наледи сократились на 15 и 17% для площади и объема соответственно (в среднем с 5,5 до 4,7 км<sup>2</sup>, с 8,5 до 7,0 млн м<sup>3</sup>).

Информация о гидрологическом режиме получена для нижнего створа реки Анмангында (1962-1987) [29].

### *Современный ряд наблюдений*

Оценка современной площади наледи выполнялась на основе анализа космических снимков спутников Landsat (датчики TM, ETM+ и OLI) и Sentinel-2 (датчик MSI) за период 1999-2022 гг. и 2016-2022 гг., соответственно. Точность определения площади льда по снимкам зависит от его разрешения, отклонение от фактического размера наледи может составлять до 15%.

Данные космических снимков не позволяют оценить объем льда, поэтому используется расчетная формула (1):

$$W = 0,364 \cdot S^{1,167}, \quad (1)$$

где  $W$  — объем льда (тыс. м<sup>3</sup>),  $S$  — площадь льда, тыс. м<sup>2</sup>, коэффициенты  $a$  и  $n$  были предложены в работе [27]. Для исторического периода (1963–1990 гг.) формула показала удовлетворительные результаты. Отклонение расчетных от наблюдаемых величин составило 0,01–2,09 млн м<sup>3</sup> или 0–5 мм стока.

С помощью беспилотного летательного аппарата в 2021 и 2022 гг. была выполнена съемка наледной поляны. По результатам работы были построены ортофотопланы, определена площадь и объем наледи [30], а также изменение толщины льда. Точность

определения объема зависит от многих факторов — стабилизации камеры, количества контрольных точек, освещения и др. Сравнение наземных наблюдений с данными БПЛА показало, что ошибка толщины льда в теплый период года составила от 0,04 до 1,70 м. В случае грубых ошибок — материалы в анализе не использовались. Так, точность определения объема варьировалась от 0,02 до 0,46 млн м<sup>3</sup> (5—13%), что составляет от 0 до 1,5 мм стока для бассейна р. Анмангында.

#### *Модель «Гидрограф»*

Математическая модель «Гидрограф» с распределёнными параметрами комбинирует в себе как физически обоснованные, так и концептуальные методы, что позволяет достичь баланса между сложностью расчетов и доступностью параметризации модели [31]. Она применялась для расчета стока рек бассейна р. Колымы, где распространены многолетнемерзлые породы [32, 33], и результаты были приняты удовлетворительными. В расчетах не проводилась оценка вклада наледного питания в сток рек, хотя на территории Северо-Востока страны он может составлять 0,2-11,0 % в период весеннего половодья (май-июнь, бассейн р. Колыма) [8].

В ранее разработанной версии модели «Гидрограф» при расчете процессов формирования стока в зоне распространения многолетнемерзлых пород не учитывалась доля вклада наледного питания в сток рек. Авторами работы был предложен расчетный блок «Наледь», описывающий процессы разрушения наледей и учета наледного питания в формировании речного стока. В рамках адаптации алгоритма и программы модели были модифицированы как расчетные схемы, так и интерфейс.

Для использования модели «Гидрограф» проводится схематизация бассейна реки. Используются две системы — 1) набор репрезентативных (расчетных) точек (РТ), представляющих собой центры ячеек гексагональной сетки, и 2) система стокоформирующих комплексов (СФК), определяемых типом ландшафта, почвы, растительности, высотной поясностью.

Блок «Наледь» представляет собой алгоритм расчета для массива наледей, приуроченного к конкретной РТ. Для каждой наледи в пределах РТ-площади задается информация о ее характеристиках и местоположении — географические координаты (широта, долгота, высота), максимальная площадь ( $S_{max}$ ) и объем ( $W_{max}$ ) наледи (определяются по данным полевых исследований или с помощью расчетных формул), средняя толщина льда ( $D_{max}$ ), как частное от объема и площади льда. Входные метеорологические данные, а именно эффективные температура ( $Temp_{ef}$ ) и дефицит влажности ( $Def_{ef}$ ) воздуха, рассчитываются с учетом абсолютной высоты наледи.

За основу блока «Наледь» был взят метод Б. Л. Соколова, который основан на динамике сокращения площади наледи в течение теплого периода, начало которого связывается с датой перехода средней суточной температуры воздуха через нуль в сторону положительных значений [10]. Объем льда меняется в зависимости от коэффициента таяния. При разработке метода Б. Л. Соколов использовал ряд данных о динамике наледных явлений по Анмангыдинской наледи, которые в настоящий момент не удовлетворяют современным климатическим условиям. Поэтому, по данным спутникового мониторинга за период (2000-2022 гг.) была уточнена региональная кривая разрушения относительной площади Анмангыдинской наледи.

Для расчета наледного стока учитывается два фактора, влияющих на разрушение

наледь – действие солнечной радиации ( $AbI_i$ ) и термоэрозионные процессы, когда под воздействием стока речных и подземных вод блоки льда откалываются от основного тела наледи и быстро (в предложенном алгоритме – мгновенно) разрушаются в потоке воды. Такое предложено впервые, ранее блоковое разрушение либо не учитывалось, либо предлагалось решение нескольких уравнений [\[10\]](#). Коэффициент таяния ( $k_t$ ) был рассчитан по данным полевых исследований 2020-2023 гг. на Анмангындинской наледи, установлено, что для этого объекта он в среднем составляет 1 мм/л·сутки и варьируется от 0,1 до 4,2 мм/л·сутки в зависимости от месяца. В модели он задается единым на весь расчетный интервал времени. Также вводится коэффициент испарения со льда (м/мбар·с). Минимальные размеры наледи, для которой проводится расчет, составляют 0,6 км<sup>2</sup>.

Расчетный интервал времени (РИВ) в модели «Гидрограф» может быть любым (но не более суток) в зависимости от наличия данных. В этой работе предлагается интервал сутки, так на каждые сутки определяется как изменились площадь и объем наледи в результате действия солнечной радиации и термоэрозионного разрушения с учетом испарения с поверхности льда. Толщина льда уменьшается равномерно по всей площади наледи в зависимости от эффективной температуры воздуха и коэффициента таяния льда (блок солнечная радиация). Объем отколовшегося льда рассчитывается, как изменение площади, умноженное на среднюю толщину наледи (блок термомеханическое разрушение наледи). Суммарная потеря объема наледи на РИВ пересчитывается в слой и гидрограф наледного стока. Также на каждый РИВ определяются площадь, объем и средняя толщина наледи, а также слой, объем и расход наледного стока, слой испарения со льда, которые используются для дальнейшего расчета. Ниже приведены формулы, используемые в блоке «Наледь» (рис. 2).

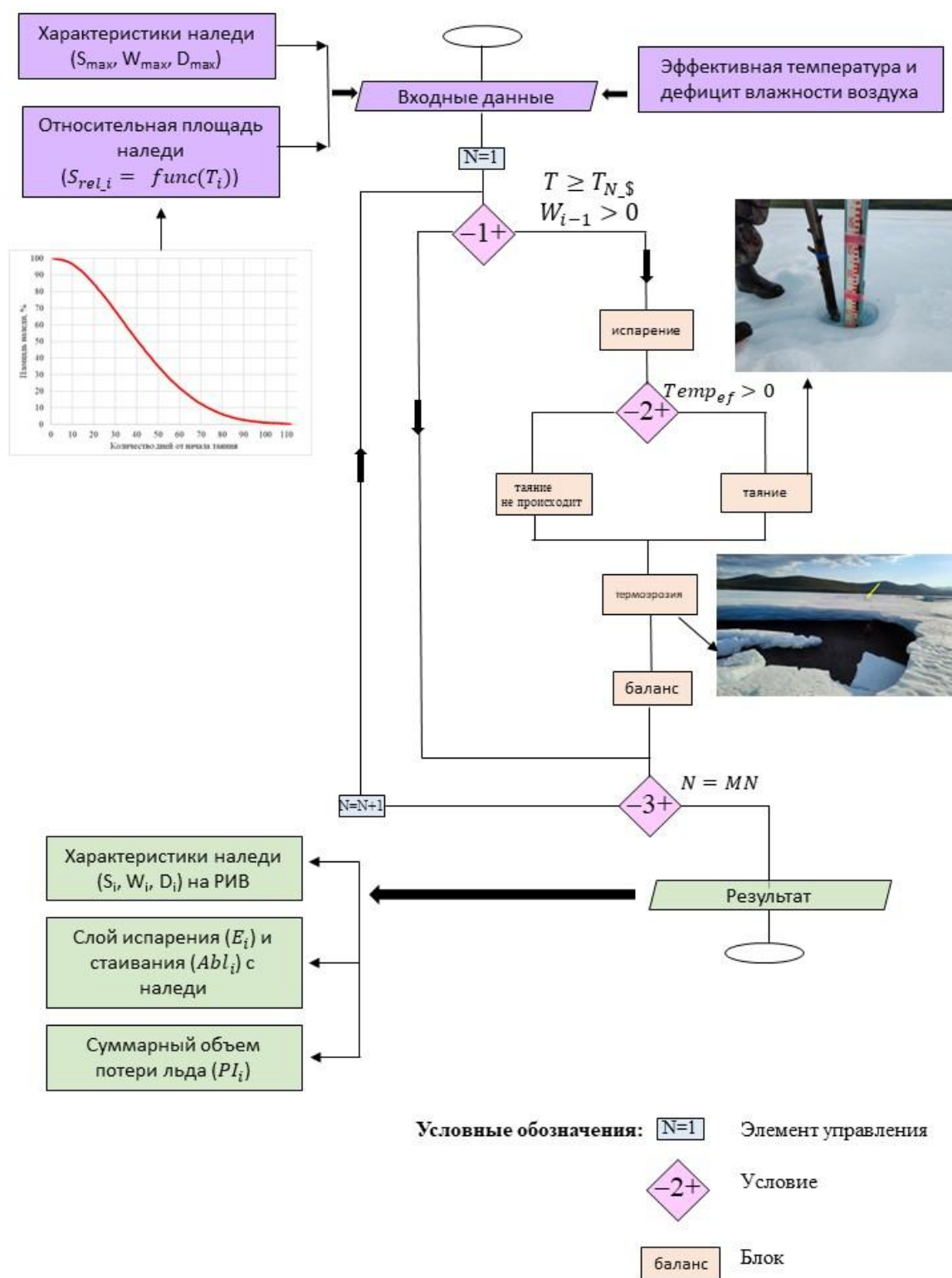


Рис. 2. Блок-схема «Наледь».

1) Солнечная радиация — рассчитывается изменение средней толщины наледи за РИВ в результате прихода солнечной энергии.

$$Abl_i = Temp_{ef} * k_t$$

Если  $Abl_i > D_{i-1}$   $Abl_i = D_{i-1}$  (если слой таяния под действием солнечной радиации превышает толщину льда).



$$D_1 = D_{1_1} - Ab l_i$$

$$D_i = D_{i-1_1} - Ab l_i$$

2 ) Термомеханическое разрушение наледи — рассчитывается изменение площади и объема наледи за счет блокового разрушения.

$$S_1 = S_{max} * S_{rs l_1}$$

$$S_i = S_{max} * S_{rs l_i}$$

$$W_1 = S_1 * D_1$$

$$W_i = S_i * D_i$$

3) Баланс — рассчитывается суммарный объем потери льда в i-й РИВ за счет испарения, блокового разрушения и таяния под действием солнечной радиации.

$$PI_i = W_{i-1} - W_i$$

Апробация метода расчета площади и объема наледи на каждый РИВ (рис. 3) показала, что отклонение полученных значений в среднем не превышает 10% от максимальных характеристик льда, а наибольшее отклонение для конкретного дня составило 24% (табл. 1), что принято удовлетворительным. Максимальная ошибка расчета наблюдается в период июль—август, когда размеры наледи составляют в среднем менее 10% от значений площади и объема до начала таяния.

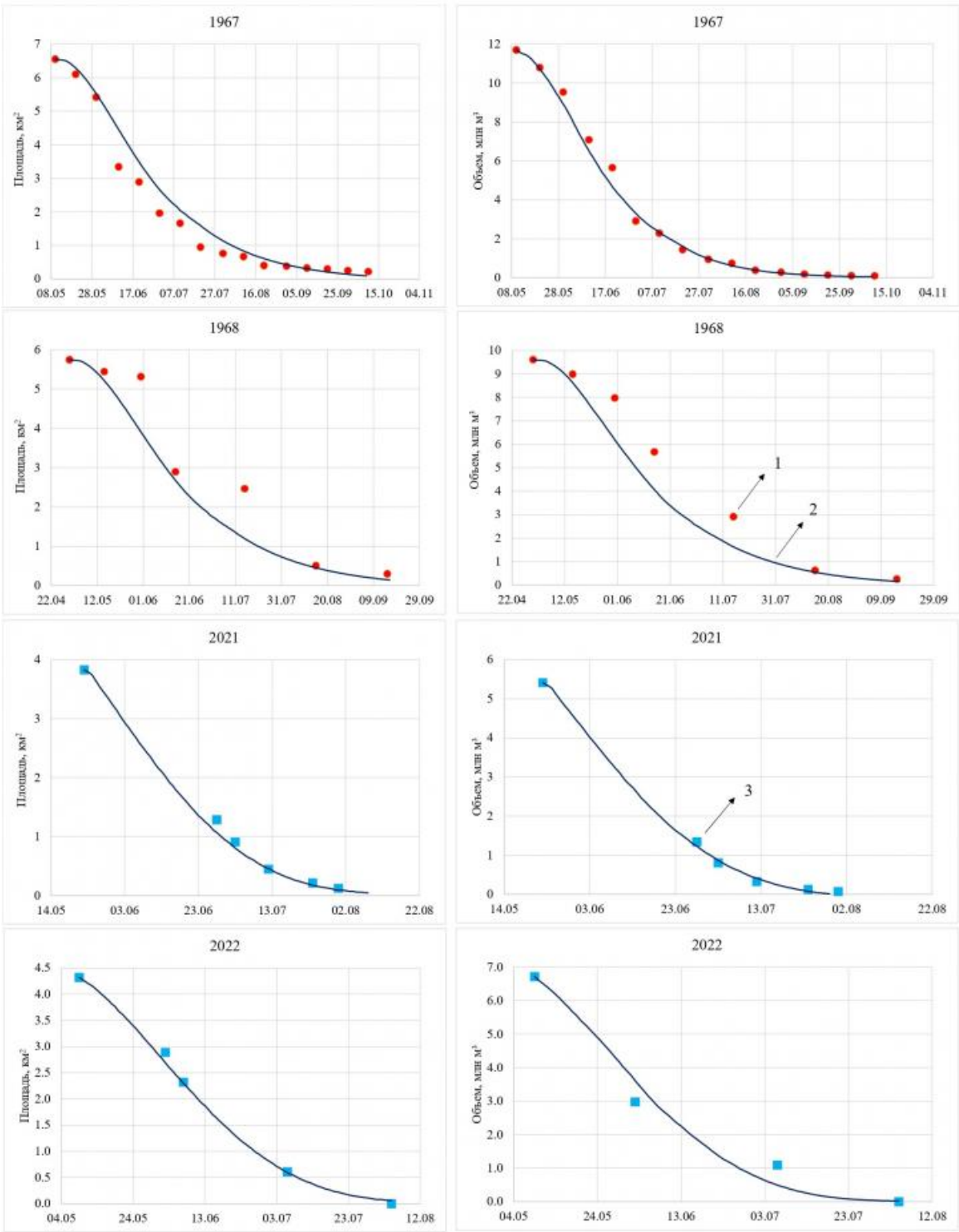


Рис. 3. Апробация метода расчета площади и объема наледи по данным наземных наблюдений (1) и материалам беспилотного летательного аппарата (3). Кривая (2) — результат применения блока «Наледь».

Таблица 1. Отклонение расчетных значений характеристик наледи от наблюдаемых за каждый год.

Год	R площади, %			R объема, %		
	Среднее	MIN	MAX	Среднее	MIN	MAX
1967	5	0,4	17,0	2	0,04	8,3
1968	10	0,9	24,5	9	0,9	18,6
1970	2	0,2	5,2	9	0,9	16,9
2021	2	0,3	5,7	1	0,0	2,0

2021	2	0,5	5,7	1	0,5	2,0
2022	2	0,4	4,7	9	8,9	9,5

R – отклонение от максимальной величины (%).

#### Параметризация модели «Гидрограф» и используемые данные

В целях параметризации модели для выделения стокоформирующих комплексов (СФК) использовалась карта мерзлотных ландшафтов бассейна р. Анмангында (рис. 4), составленная в 2022 г. [34]. Для каждого СФК использовались ранее разработанные схематизации почвенно-растительного покрова и параметры модели, опубликованные в работах [32, 33, 35].

В качестве входной информации использовались данные метеорологической станции Усть-Омчуг (1967-2022, табл. 2). При интерполяции метеорологических элементов учитывались собственные полевые материалы (2020-2023 гг.), в том числе ряды метеорологических данных, полученных в различных высотных зонах бассейна р. Анмангында.

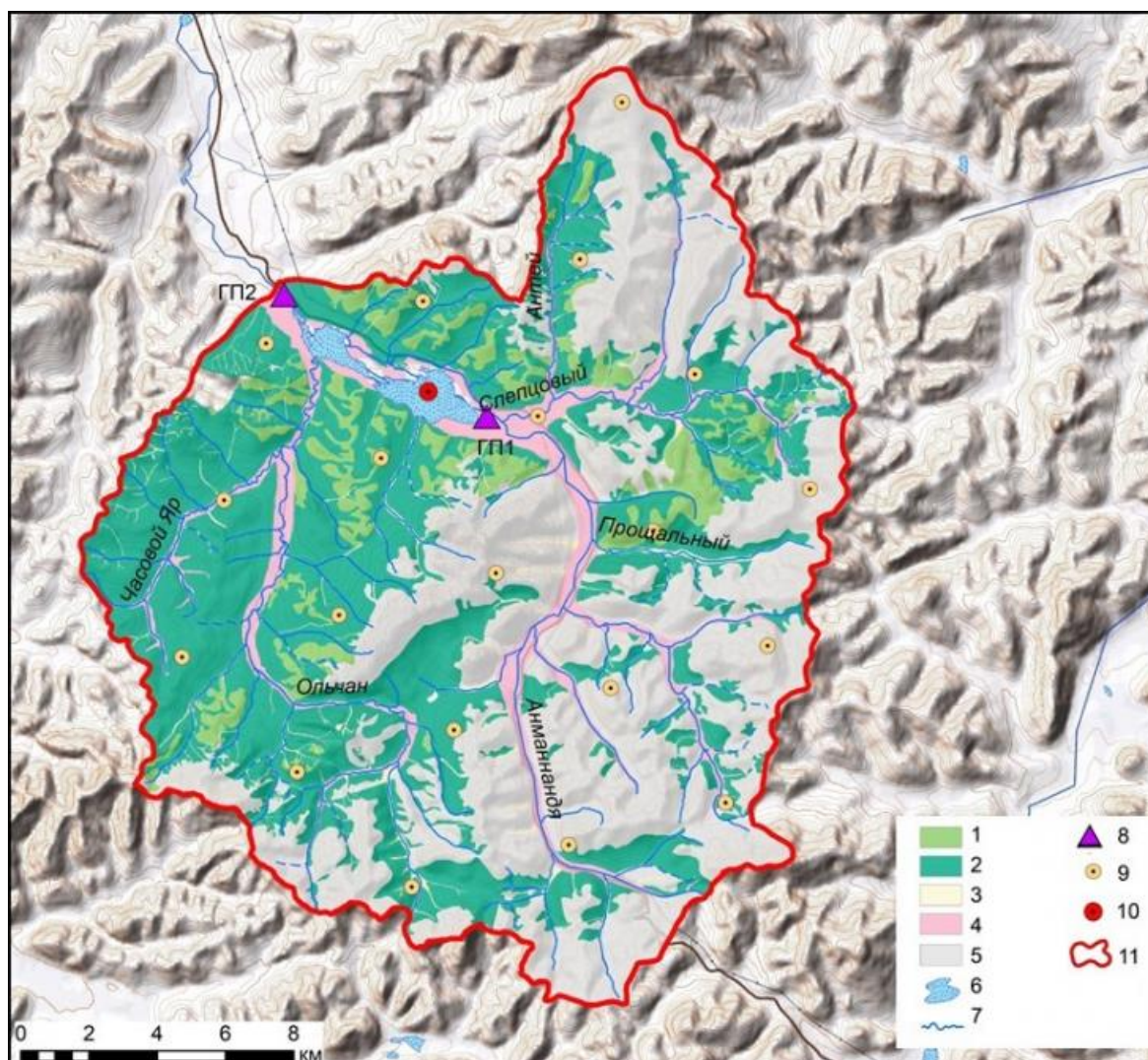


Рис. 4. Схема водосбора р. Анмангында.

Условные обозначения: 1 — горная тундра; 2 — горно-склоновый; 3 — редкий лиственничный лес; 4 — речная долина; 5 — каменная осыпь; 6 — наледь; 7 — река; 8 — гидрологический пост; 9 — расчетные точки; 10 — расчетная точка в зоне наледи; 11 — граница бассейна р. Анмангында.

Таблица 2. Материалы, используемые в исследовании.

Данные	Пост, источник данных	Период данных, годы
Температура и влажность воздуха, осадки	м/с Усть-Омчуг	1967-2022
Площадь, объем наледи	Отчеты КУГМС <a href="#">[36]</a>	1963-1991
Площадь наледи	Спутниковые снимки	Landsat 1999–2022 Sentinel-2 2016–2022
Площадь, объем наледи	Беспилотный летательный аппарат	2021, 2022
Расход и температура воды	Замыкающий створ (ГП2) <a href="#">[29]</a>	1962-1987

### Результаты

Непрерывное моделирование стока реки Анмангында проведено за период наблюдений за гидрологическим режимом (1967-1987 гг.), который использовался для оценки применимости модели «Гидрограф», а также за 2000-2022 гг., чтобы проследить возможные изменения в регионе. Результатом моделирования являются суточные гидрографы стока воды и значения элементов водного баланса в створе р. Анмангында с учётом наледного стока. В работе [\[33\]](#) для данного объекта модель «Гидрограф» уже использовалась, но без блока «Наледь». Тогда результаты показали, что среднее отклонение расчетного годового гидрографа стока от наблюдаемого составляет 18%, а критерий Нэша-Сатклифа (NS) изменяется в разные годы от -0,94 до 0,72.

При использовании блока «Наледь» разница между годовыми рассчитанными и наблюдаемыми слоями стока в среднем составила 36 мм или 13%. Медианные значения критерия NS в среднем — 0,57, что выше на 0,16 чем без использования блока «Наледь» (табл. 3). На рис. 5 приведен пример результата расчета стока с помощью модели «Гидрограф». Доля наледного стока в период половодья изменялась от 5 до 36%, а за год — от 4 до 12% (от 15,4 до 31,1 мм).

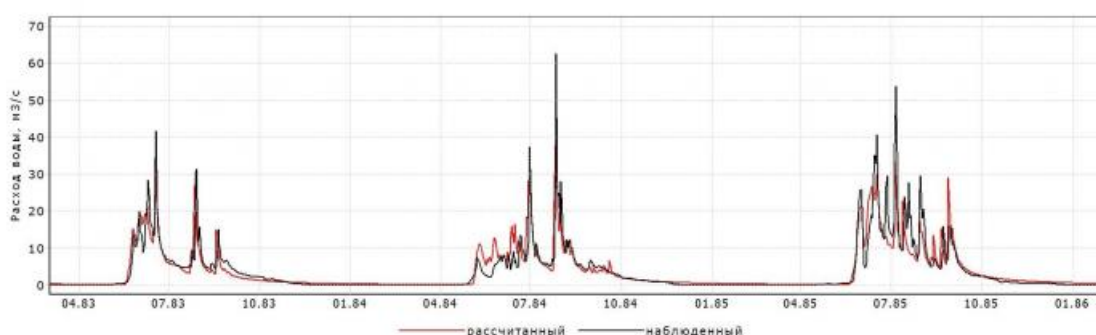


Рис. 5. Рассчитанные и наблюдаемые гидрографы стока р. Анмангында, 1983-1985 гг.

Максимальное значение критерия NS составило 0,82 в 1983 г. Годовой сток р. Анмангында в этот период был 253 мм, размеры наледи 5,2 км<sup>2</sup> и 7,2 млн м<sup>3</sup> по площади и объему соответственно. Так, наледное питание реки за этот год составило 19,1 мм или 7,6 % от речного стока.

Таблица 3. Годовой водный баланс и критерии качества моделирования в бассейне р. Анмангында за период 1966-1987 гг. по данным автора и данным диссертационной работы Н. В. Нестеровой.

Параметр	Результаты авторов				Результаты Н. В. Нестеровой <a href="#">[33]</a>		
	Медиана	Среднее	MAX	MIN	Среднее	MAX	MIN
$Y_s$	290	294	424	174	237		
$Y_o$	274	290	459	163	290		
$P$	384	377	471	241	375		
$A$	19	20	31	14	-	-	-
$E$	113	113	129	89	125		
$R_o$	33	36	107	2	53		
$R_s$	10	13	58	1	18		
$NS$	0.62	0.57	0.82	-0.12	0.41	0.72	-0.94
$K$	0.81	0.80	0.92	0.49			

$Y_o$  и  $Y_s$  — наблюдаемый и рассчитанный среднемноголетний годовой слой стока, мм;  $P$  — осадки, мм;  $A$  — слой наледного стока, мм;  $E$  — испарение, мм;  $R_o$  и  $R_s$  — отклонение величины стока, в мм и % соответственно;  $NS$  — критерий Нэша-Сатклиффа (для суточных значений), б/р;  $K$  — коэффициент корреляции (для суточных значений), б/р.

В 1981 г. доля наледного стока в годовом стоке реки была 22,7 мм (12,3%), а в период весеннего половодья (май–июнь) — 19,2 мм или 33%. На рис. 6 показана роль наледи в формировании стока реки Анмангында, так, мы отмечаем, что в маловодные годы в период половодья и летней межени практически весь сток — это результат разрушения наледи. В период весеннего половодья наледные воды идут поверх речного льда.



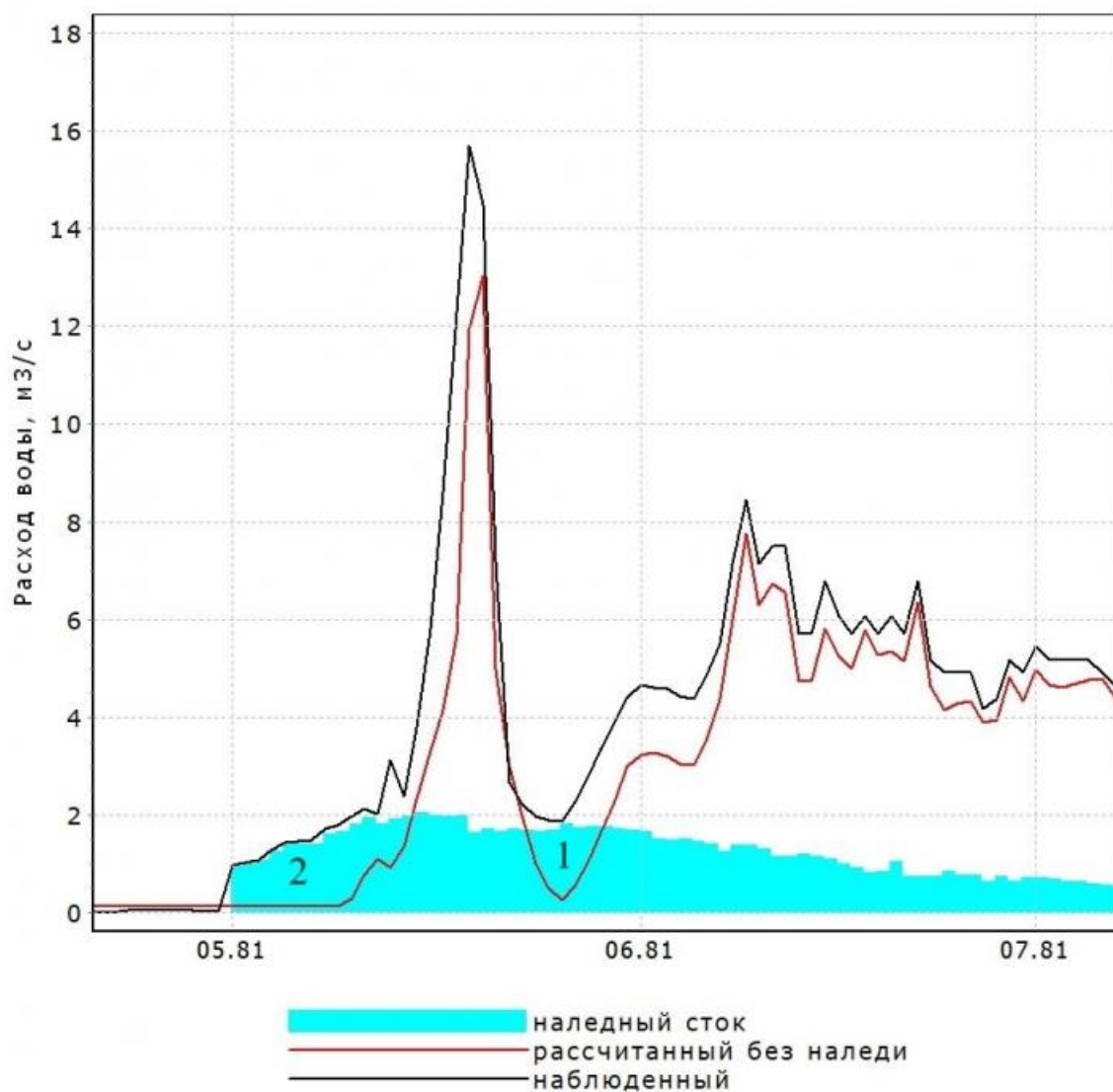


Рис. 6. Рассчитанный общий и наледный сток р. Анмангында в период половодья, 1981 г.  
Области 1 и 2 — доля наледного стока почти 100%.

Для современного периода на примере 2016 г. также отмечается, что разрушение наледи происходит раньше, чем наблюдается речной сток (рис. 7). Слой речного стока в этом году был 251 мм, вклад наледи в годовой сток реки составил 9%, а в период весеннего половодья до 19%.

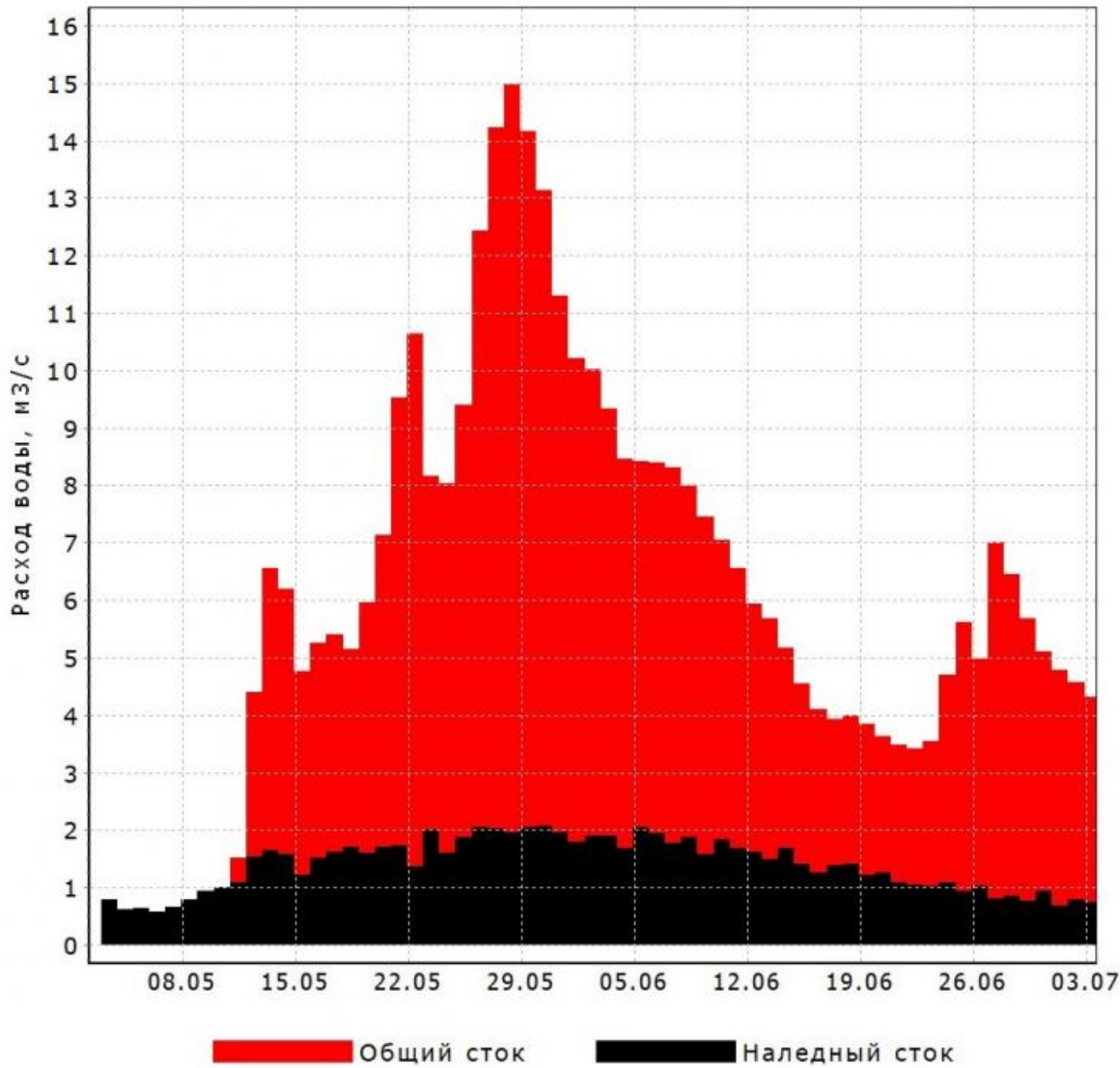


Рис. 7. Рассчитанный общий и наледный сток р. Анмангында в период половодья, 2016 г.

По данным модели «Гидрограф» отмечается значительное изменение величин водного баланса бассейна р. Анмангында в 2000-2022 гг. по сравнению с периодом 1967-1987 гг. Это может быть связано с наблюдающейся трансформацией гидрологического режима рек Северо-Востока страны под влиянием потепления климата [37]. Отмечается, что в современный период годовая величина стока реки Анмангында увеличилась в среднем с 294 мм (1967-1987) до 353 мм (2000-2022 гг.), а максимальные и минимальные значения достигли 600 и 251 мм (табл. 4), ранее они были на уровне — 459 и 163 мм (табл. 3), соответственно.

В том числе, отмечается и уменьшение роли наледного стока в формировании водного баланса реки Анмангында. В 2000-2022 гг. величина наледного стока изменялась от 13,4 до 22,6 мм, что составило от 4 до 9% годового стока реки, а в период весеннего половодья питание за счет наледных вод не превышало 23%.

Таблица 4. Рассчитанный годовой водный баланс (мм) в бассейне р. Анмангында за период 2000-2022 гг.

	Медиана	Среднее	MAX	MIN
Рассчитанный сток, мм	353	354	600	251
Осадки, мм	438	446	699	306

Слой наледного стока, мм	20	20	28	13
Испарение, мм	117	117	134	97

### Заключение

Влияние наледей на природную среду изучено еще недостаточно из-за отсутствия длительных рядов наблюдений. По этой же причине не разработаны методы прогноза и учета наледей в водном балансе рек, хотя на некоторых реках их вклад сопоставим с ледниковым стоком. В данном исследовании предложен алгоритм расчета наледного стока, который зависит от максимальных размеров наледи (до начала ее таяния), коэффициентов таяния и испарения, эффективных температуры и дефицита влажности, а также относительной величины сокращения площади льда с течением времени. Алгоритм получил название блок «Наледь» и был внедрен в модель «Гидрограф», которая неоднократно применялась для расчета стока рек горной криолитозоны, как обеспеченных, так и не обеспеченных данными наблюдений.

Расширение функциональных возможностей модели «Гидрограф» за счет введения нового блока «Наледь» позволило учесть влияние наледных явлений на сток рек на суточном интервале, что представляет важное значение для понимания процессов водообмена в криолитозоне. Апробация алгоритма проведена для р. Анмангында. Установлено, что при его использовании величина ошибки расчета годового стока реки составила 13%, уменьшившись на 5% (ранее 18%). Критерий Нэша-Сатклиффа улучшился и составил в среднем 0,57 (ранее 0,41).

Результаты численных расчетов, проведенных с использованием обновленной версии модели «Гидрограф», выявили изменения во вкладе Анмангындинской наледи в сток реки в различные периоды. Так, в 2000-2022 гг. за счет сокращения максимальных размеров наледи и увеличении речного стока наблюдается уменьшение влияния наледи на сток, что имеет важное значение для понимания динамики водных ресурсов криолитозоны. Предложенный алгоритм позволяет детализировать водный баланс, что актуально для более точных расчетов гидрологических характеристик и прогноза опасных гидрологических явлений.

Наконец, стоит отметить, что, несмотря на незначительный объем наледного стока, его роль в экосистеме в периоды летней межени в засушливые годы может стать критической. Это обстоятельство подчеркивает не только значимость проведенных исследований с точки зрения гидрологии, но и их вклад в понимание экологических процессов в регионах, где распространены многолетнемерзлые породы. Тем не менее, детальное понимание формирования, распределения и влияния наледей требует комплексного исследования, включая данные о климате, гидрографии и геологии конкретного региона.

### Благодарности

Авторы искренне благодарят Главу Тенькинского муниципального округа Магаданской области Дениса Анатольевича Ревутского за помощь в проведении исследований и обеспечении работы научной группы на территории округа.

### Библиография

1. Morse P., Wolfe S. Long-Term River icing dynamics in discontinuous permafrost, subarctic Canadian Shield: River icing dynamics in discontinuous permafrost, subarctic

- Canada // *Permafr. Periglac. Process.*, 2016, 28, P. 580–586.  
<https://doi.org/10.1002/ppp.1907>.
2. *Brombierstäudl D., Schmidt S., Nüsser M.* Distribution and relevance of Aufeis (icing) in the upper Indus Basin // *Science of The Total Environment.*, 2021, 780, P. 146604.  
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.146604>.
3. Алексеев В.Р. Многолетняя изменчивость родниковых наледей-тарынов // Лёд и снег. 2016. Т. 56. № 1. С. 73–93.
4. Гляциологический словарь / В.М. Котляков, В.Р. Алексеев, Н.В. Волков и др.; ред. В.М. Котляков. Ленинград: Гидрометеиздат, 1984. 528 с.
5. *Morse P., Wolfe S.* Geological and meteorological controls on icing (aufeis) dynamics (1985 to 2014) in subarctic Canada // *Geophys. Res. Earth Surf.*, 2015, 120, P. 1670–1686. <https://doi.org/10.1002/2015JF003534>.
6. Макарьева О.М., Нестерова Н.В., Алексеев В.Р., Шихов А.Н., Землянскова А.А., Осташов А.А. Оценка объемов наледей в бассейне реки Индигирка // Метеорология и гидрология. 2022 №3. С. 81 – 90. DOI: 10.52002/0130-2906-2022-3-81-90
7. Романовский Н.Н. Подземные воды криолитозоны. Под ред. В.А. Всеволожского. Москва: Изд-во МГУ, 1983. 232 с.
8. Атлас гигантских наледей-тарынов Северо-Востока России / В.Р. Алексеев, О.М. Макарьева, А.Н. Шихов, Н.В. Нестерова, А.А. Осташов, А.А. Землянскова; ред. В.В. Шепелев, М.Н. Железняк. Новосибирск: СО РАН, 2021. 302 с. ISBN 978-5-6046428-2-5
9. Пигузова В.М. Оценка подземного стока в реки зоны многолетней мерзлоты // Тр. ГГИ. Ленинград: Гидрометеиздат, 1965. Вып. 122: Исследование подземного стока в реки. С. 87–107.
10. Соколов Б.Л. Наледи и речной сток / Б.Л. Соколов. Ленинград: Гидрометеиздат, 1975. 190 с.
11. Марков М.Л., Василенко Н.Г., Гуревич Е.В. Наледи зоны БАМ: Экспедиционные исследования / М.Л. Марков, Н.Г. Василенко, Е.В. Гуревич. Санкт-Петербург: Нестор-История, 2017. 320 с.
12. *Brombierstäudl D., Schmidt S., Nüsser M.* Spatial and temporal dynamics of aufeis in the Tso Moriri basin, eastern Ladakh, India // *Permafrost and Periglacial Processes*, 2022, 34, 10.1002/ppp.2173. <https://doi.org/10.1002/ppp.2173>.
13. *Wanty R., Wang B., Vohden J., Day W., Gough L.* Aufeis accumulations in stream bottoms in arctic and subarctic environments as a possible indicator of geologic structure: Chapter F in Recent U.S. Geological Survey studies in the Tintina Gold Province, Alaska, United States, and Yukon, Canada-results of a 5-year project. *Scientific Investigations Report* (2007): 13 p.
14. *Terry N., Grunewald E., Briggs M., Gooseff M., Huryn A.D., Kass M.A., Tape K.D., Hendrickson P., Lane Jr J.W., Hendrickson P., Lane J.W.* Seasonal Subsurface Thaw Dynamics of an Aufeis Feature Inferred from Geophysical Methods // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 2020, 125(3).  
<https://doi.org/10.1029/2019jf005345>.
15. *Seibert J., Vis M.J.P.* Teaching hydrological modeling with a user-friendly catchment-runoff-model software package // *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 2012, 16, P. 3315–3325, <https://doi.org/10.5194/hess-16-3315-2012>.
16. *Seibert J., Vis M., Lewis E., van Meerveld I.* Upper and lower benchmarks in hydrological modeling // *Hydrological Processes*, 2018, 32. 10.1002/hyp.11476.
17. *Koboltschnig G.R., Schöner W., Zappa M., Kroisleitner C., Holzmann H.* Runoff

- modelling of the glacierized Alpine Upper Salzach basin (Austria): multi-criteria result validation // *Hydrol. Process.*, 2008, 22, 3950–3964, <https://doi.org/10.1002/hyp.7112>.
18. *Hülsmann L., Geyer T., Schweitzer C., Priess J., Karthe D.* The effect of subarctic conditions on water resources: initial results and limitations of the SWAT model applied to the Kharaa River Basin in Northern Mongolia // *Environmental Earth Sciences*, 2015, 73(2), P. 581–592. doi:10.1007/s12665-014-3173-1
19. *Gagarin L., Qingbai W., Melnikov A., Volgusheva N., Tananaev N., Jin H., Zhang Z., Zhizhin V.* Morphometric analysis of groundwater icings: Intercomparison of estimation techniques // *Remote Sensing.*, 2020, 12(4), P. 692. doi:10.3390/rs12040692.
20. *Makarieva O., Nesterova N., Ostashov A., Zemlyanskova A., Tumskoy V., Gagarin L., Ekaykin A., Shikhov A., Olenchenko V., Khristoforov I.* Perspectives of the development of complex interdisciplinary hydrological and geocryological research in the North-East of Russia // *Vestnik of SPbSU. Earth Sciences*, 2021, 66(1). <https://doi.org/10.21638/spbu07.2021.105>.
21. *Едемский Д.Е., Тумской В.Е., Прокопович И.В.* Первые результаты применения георадарной съемки для изучения строения наледей в долине р. Кюбюме (Оймяконское нагорье) // Сборник материалов конференции Инженерная и рудная геофизика, Санкт-Петербург, 2023. С. 136-141.
22. *Makarieva O., Nesterova N., Shikhov A., Zemlianskova A., Luo D., Ostashov A., Alexeev V.* Giant Aufeis—Unknown Glaciation in North-Eastern Eurasia According to Landsat Images 2013–2019 // *Remote Sens.*, 2022, 14, P. 4248. <https://doi.org/10.3390/rs14174248>.
23. *Соколов Б.Л., Саркисян В.О.* Подземное питание горных рек / Б.Л. Соколов, В.О. Саркисян. Ленинград: Гидрометеиздат, 1981. 239 с.
24. *Толстихин О.Н.* Налеги и подземные воды северо-востока СССР / О.Н. Толстихин; ред. С.М. Фотиев. Новосибирск: Изд-во Наука, 1974. 164 с.
25. *Букаев Н.А.* Основные закономерности режима гигантских наледей в верховьях р. Колымы (на примере Анмангындинской налеги) // В кн. «Налеги Сибири». М.: Наука, 1969. С. 62–78.
26. *Абрамов Д.А., Макарьева О.М., Землянскова А.А., Осташов А.А., Нестерова Н.В.* Развитие сети геокриологического мониторинга Магаданской области: первые результаты 2021–2022 гг. // Материалы V Всероссийской научно-практической конференции «Современные тенденции и перспективы развития гидрометеорологии России», Иркутск 23–25 ноября 2022 г. Отв. редактор Е.Н. Сутырина. Иркутск, 2023. С. 119–126.
27. *Землянскова А.А., Алексеев В.Р., Шихов А.Н., Осташов А.А., Нестерова Н.В., Макарьева О.М.* Многолетняя динамика гигантской Анмангындинской налеги на Северо-Востоке России (1962–2021 гг.) // *Лед и снег*. 2023. Т. 63. № 1. С. 71–84. <https://doi.org/10.31857/S2076673423010167>
28. *Zemlianskova A., Makarieva O., Shikhov A., Alekseev V., Nesterova N., Ostashov A.* The impact of climate change on seasonal glaciation in the mountainous permafrost of North-Eastern Eurasia by the example of the giant Anmangynda aufeis // *Catena*. – 2023. – P. 107530. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2023.107530>
29. Государственный водный кадастр. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Том 1. Вып. 17. Бассейны рек Колымы и рек Магаданской области. 1976 – 1980 гг. // Колымское управление гидрометеорологической службы. Л.: Гидрометеиздат, 1985.
30. *Осташов А.А., Макарьева О.М., Нестерова Н.В., Землянскова А.А.* Методика

мониторинга наледей с помощью БПЛА // Сборник докладов Шестой конференции геокриологов России с участием российских и зарубежных ученых, инженеров и специалистов. Под редакцией Р.Г. Мотенко. Москва, 2022. С. 294-299.

31. *Виноградов Ю.Б.* Математическое моделирование процессов формирования стока: опыт критического анализа) / Ю.Б. Виноградов. Ленинград: Гидрометеиздат, 1988. 312 с.
32. *Лебедева Л.С.* Формирование речного стока в зоне многолетней мерзлоты Восточной Сибири. Дис.канд. геогр. наук. Москва: Из-во Института географии РАН, 2018. 125 с.
33. *Нестерова Н.В.* Моделирование гидрологических характеристик бассейнов горных рек России различной степени изученности в современном климате. Дис. ... канд. техн. наук: 1.6.16. Санкт-Петербург, 2022. 177 с.
34. *Васильев А.И.* Современное состояние ландшафтов водосборного бассейна реки Анмангында // Устойчивость природных и технических систем криолитозоны в условиях изменения климата: материалы Всероссийской конференции с международным участием, посвященной 150-летию М.И. Сумгина. Якутск, 2022. С. 182-186.
35. *Макарьева О.М., Нестерова Н.В., Лебедева Л.С., Виноградова Т.А.* Моделирование процессов формирования стока рек высокогорной криолитозоны Восточной Сибири (на примере хребта Сунтар-Хаята) // География и природные ресурсы. 2019. № 1. С. 178-186.
36. Отчет по результатам воднобалансовых исследований с наледной составляющей в бассейне р. Анмангынды. Магадан: Изд-во Колымское управление гидрометеорологической службы, 1977 г. 62 с.
37. *Makarieva O.M.; Nesterova N.V.; Post D.A.; Sherstyukov A.; Lebedeva L.* Warming temperatures are impacting the hydrometeorological regime of Russian rivers in the zone of continuous permafrost. Cryosphere, 2019, 13, 1635-1659

## Результаты процедуры рецензирования статьи

*В связи с политикой двойного слепого рецензирования личность рецензента не раскрывается.*

*Со списком рецензентов издательства можно ознакомиться [здесь](#).*

Предмет исследования являются, по мнению автора, прогноз гидрологических процессов и моделирование процессов формирования стока рек горной криолитозоны северо-востока России с наледным питанием на примере р. Анмангында (впадает в р. Детрин, приток р. Колыма).

Методология исследования, в статье указаны как анализ исторических данных с использованием аналитических методов информации о гидрологическом режиме на основе работы материалов колымского управления гидрометеослужбы, сбором, оцифровкой и анализом за тридцатилетний период, использование карты, литературных данных и фондовых материалов. Из анализа статьи можно сделать вывод о использовании методов оценки современной площади наледи на основе анализа космических снимков спутников Landsat за двадцатилетний период, статистического анализа, климатологический анализ с построением связей между метеорологическими характеристиками и интенсивностью гидрологических процессов.

Актуальность затронутой темы безусловна и состоит в получении информации о наледи как специфической форме сезонного оледенения, характерная для горных условий

многолетней мерзлоты являясь ключевым элементом в цепи водообменных процессов зоны распространения многолетнемерзлых пород формирует в мае-июне 50-90% наледного стока в речной сток, в июле доля доходит до 30%, а в августе - до 7%. Гидрологическая роль наледей в формировании речного стока может быть сопоставима с такими снежно-ледовыми явлениями, как ледники. В этой связи исследования режима питания в частности и гидрологического режима в целом в зависимости от условий формирования, депонирования и таяния наледи является важным аспектом понимания геоэкологического механизма гидрологических динамических процессов.

Исследования автора статьи помогают решить проблему разработки математического аппарата, позволяющего прогнозировать размеры и характер наледных процессов, а также учитывать их влияние на речной сток и другие компоненты природной среды кроется в том, что отсутствует государственная программа изучения наледей.

Научная новизна заключается в попытке автора статьи на основе проведенных исследований и динамики максимальных размеров наледи и увеличении речного стока с уменьшением влияния наледи на сток как важное значение для понимания динамики водных ресурсов криолитозоны. Это является важным дополнением в развитии геокриологии.

Стиль, структура, содержание стиль изложения результатов достаточно научный. Статья снабжена богатым иллюстративным материалом, отражающим процесс картографического моделирования. Статья иллюстрирована визуализированными формами карты и фотографии.

Библиография весьма исчерпывающая для постановки рассматриваемого вопроса, но не содержит ссылки на нормативно-правовые акты и методические рекомендации по геохимическому анализу особенности грунтов.

Апелляция к оппонентам представлена в выявлении проблемы на уровне имеющейся информации, полученной автором в результате анализа.

Выводы, интерес читательской аудитории в выводах есть обобщения, позволившие применить полученные результаты. Целевая группа потребителей информации в статье не указана.



Арктика и Антарктика

Правильная ссылка на статью:

Янченко Н.И., Анциферов Е.А. Первые результаты измерения температуры в снежном покрове на поисковой зимней площадке в Иркутске // Арктика и Антарктика. 2024. № 2. DOI: 10.7256/2453-8922.2024.2.70067 EDN: VGWBSF URL: [https://nbpublish.com/library\\_read\\_article.php?id=70067](https://nbpublish.com/library_read_article.php?id=70067)

## Первые результаты измерения температуры в снежном покрове на поисковой зимней площадке в Иркутске

**Янченко Наталья Ивановна**

кандидат технических наук, доктор технических наук

ведущий научный сотрудник, Иркутский национальный исследовательский технический университет

664074, Россия, Иркутск область, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 83

✉ [fduecn@bk.ru](mailto:fduecn@bk.ru)



**Анциферов Евгений Александрович**

кандидат химических наук

доцент, кафедра «Химии и биотехнологии имени В.В. Тугариной», Иркутский национальный исследовательский технический университет

664074, Россия, Иркутская область, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 83

✉ [antsiferov@istu.edu](mailto:antsiferov@istu.edu)



[Статья из рубрики "Климат"](#)

### DOI:

10.7256/2453-8922.2024.2.70067

### EDN:

VGWBSF

### Дата направления статьи в редакцию:

06-03-2024

**Аннотация:** Статья посвящена первым результатам мониторинга температуры в снежном покрове, высоты снежного покрова и температуры атмосферного воздуха в Иркутске. Результаты получены на основе начатых в 2021 году поисковых научно-организационных исследованиях на площадках ИРНТУ с применением автономного автоматического программно-аппаратурного комплекса, разработанного в институте мониторинга климатических и экологических систем СО РАН. Высота снежного покрова определялась по относительно резкому изменению температуры на границе

атмосферный воздух-поверхность снега. Установлено, что происходит изменение температуры в снежном покрове на одной и той же высоте в течение суток, при этом в интервале высот от 0 до 15 см (0 см – подстилающее основание) колебания температуры между  $\min$  и  $\max$  незначительные по сравнению с колебаниями температуры в верхних слоях снежного покрова. Показано, что графически изменения температуры в снежном покрове на высотах, которые ближе к атмосферной поверхности снежного покрова имеют более выраженные амплитудные суточные циклы, в отличие от изменений на низких высотах. Установлена линейная корреляция между температурой воздуха и температурой на различных высотах в снежном покрове, коэффициент корреляции уменьшается с уменьшением высот в снежном покрове, при условии постоянной максимальной высоте снежного покрова, например, в течение суток. Показано явление выхолаживания поверхности снежного покрова в отдельные часы в течение суток, когда температура снежно-атмосферной поверхности ниже, чем температура воздуха. Отмечаем, что фактические физические характеристики снежного покрова, полученные удаленно в автономном автоматическом режиме реального времени, такие как температура воздуха, температура и высота снежного покрова могут иметь прикладное значение и со временем, с развитием цифровизации, могут быть востребованы для управления урбо-экосистемой города и/или отдельных территорий

**Ключевые слова:**

температура, высота, снежный покров, температурный профиль, выхолаживание, снежно-атмосферная поверхность, цифровизация, программно-аппаратурный комплекс, мониторинг, Иркутск

**Введение**

Снежный покров является важной составляющей природно-климатических и хозяйственных особенностей холодных регионов, снег важен для экологической и климатической систем. В связи с этим необходима регистрация фактических характеристик снежного покрова во времени и в пространстве, т.е. мониторинг.

На наш взгляд сведения об исследованиях таких характеристик снежного покрова, как высота и температура на разных высотах снежного покрова, на основании и/или на почве еще ограничены. Можно предположить, что одна из причин – отсутствие доступных измерительных средств. Как пишет О. У. Goncharova <sup>[1]</sup> «Анализ температуры поверхности почвы, зимних  $n$ -факторов и толщины снежного покрова на территории севера Западной Сибири осложняется еще и практическим отсутствием сети метеостанций, на которых осуществляется мониторинг высоты снежного покрова и температуры почвы». Традиционно высота снежного покрова определяется на метеостанциях как среднее значение из показаний трех снегомерных реек <sup>[2]</sup>. Исследователи В. В. Калинин, А. В. Устинов, Н. С. Косарев <sup>[3]</sup> оценили точность определения высоты снежного покрова новым методом ГНСС-рефлектометрии (ГНСС – глобальные навигационные спутниковые системы). Об оценке глубины снежного покрова с использованием геодезической станции GPS, пишут Юй К., Бан В., Чжан С., Юй Х <sup>[4]</sup>. О датчиках термокосы, расположенных в снежно-ледяном покрове и подледном слое пишет П. В. Богородский с соавторами <sup>[5]</sup>. Коллектив исследователей института мониторинга климатических и экологических систем СО РАН предложил автономный измерительный комплекс, позволяющий оценивать высоту снежного покрова по изменению температуры

на границе атмосфера-снежный покров [6, 7] и температуру в снежном покрове. О необходимости фактических значений температуры в снежном покрове можно понять, например, из публикации Н.В. Чмых, А.М. Бургонутдинова [8], в которой отмечено, что при отсутствии фактических значений  $T$  для расчета удельной теплоемкости снежного покрова они предлагали определять  $T$  при помощи интерполяции, указано, что «промежуточные значения температуры предлагаем определять при помощи интерполяции».

### **Методика и район исследования**

Измерения были сделаны с помощью автономного автоматического программно-аппаратурного атмосферно-снежного комплекса, разработанного в институте мониторинга климатических и экологических систем СО РАН [6, 7] и установленного на поисковых площадках Иркутского национального исследовательского технического университета (ИРНИТУ) в Иркутске.

В Иркутске снежный покров можно характеризовать как «снег бореальных лесов», если принять типы снегов, основанные на диапазонах географических координатах в градусах северной широты и предложенные исследователями [9], т.е. «классификацию типов снега по трем классам: снег бореальных лесов ( $47-58^{\circ}$  с.ш.), снег тундры ( $58-74^{\circ}$  с.ш.) и снег полярной пустыни ( $74-83^{\circ}$  с.ш.)...».

В первом измерительном сезоне (январь-апрель 2021 г.) прибор (часть комплекса) был установлен на площадке примерно в 200-300 м от нижнего стадиона ИРНИТУ. Во втором сезоне (ноябрь 2021 г. - март 2022 г.) - на стадионе спортивно-оздоровительной базы ИРНИТУ «Политехник» (17 км Байкальского тракта, примерно 28 км от ИРНИТУ), в третьем сезоне (октябрь 2022 г. - весна 2023 г.) и четвертом сезоне (октябрь 2023 г. - весна 2024 г.) - на нижнем стадионе ИРНИТУ (рис. 1). На всех наблюдательных площадках, в месте установки прибора, была низкая трава (до 5-7 см), отсутствие влияния автотранспорта, зданий, деревьев.

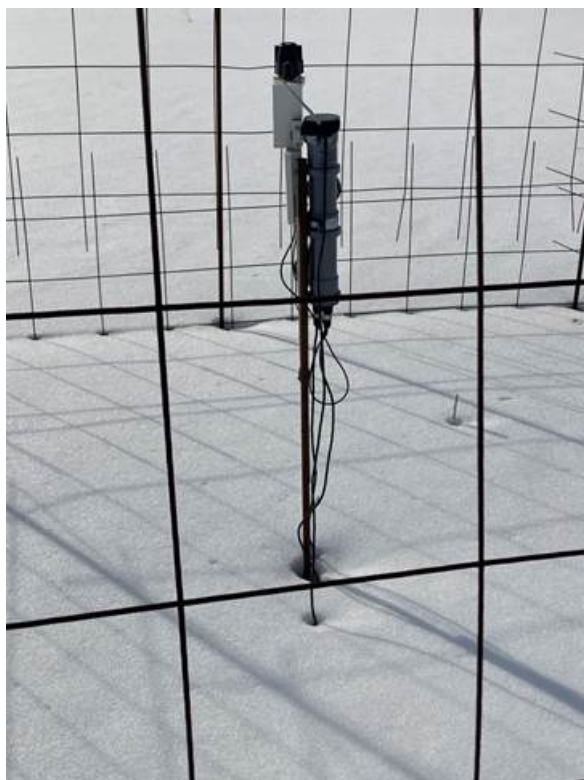


Рис.1. Автономный автоматический программно-аппаратурный атмосферно-снежный комплекс. Нижний стадион ИРНИТУ. 4 марта 2023 г.

Комплекс включает измерительную рейку (термокоса) длиной 40 см с малогабаритными цифровыми датчиками температуры (17 шт.), расположенными через 2,5 см по высоте термокосы, солнечную батарею, контроллер, удаленно расположенные компьютеры. Часть термокосы в тот или иной момент времени может находиться в снежном покрове (СП) и регистрировать  $T$  по высоте снежного покрова (шаг 2,5 см), а другая часть термокосы (рейки) может находиться вне СП и соответственно, регистрировать температуру воздуха (рис. 2).

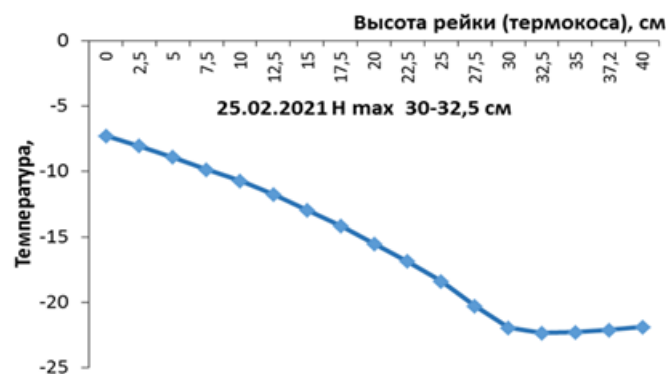


Рис.2. Изменение температуры по высоте рейки 25.02.2021 г., на площадке ИРНИТУ

Измерительный комплекс настроен для регистрации  $T$  каждый час и результаты передаются на удаленный сервер, т.е. 408 значений в течение суток ( $24 \text{ часа} \cdot 17 \text{ микродатчиков} = 408$ ). Высота снежного покрова (СП) определяется по относительно резкому изменению температуры  $T$  на границе воздух-поверхность снега, которое наиболее заметно в темное время суток, в данном случае выбрано 5 часов ночи. Одно и тоже время выбрано для того чтобы сравнивать высоты в разных дней. Отмечаем, что осенью 2020 г. был перевод часов на зимнее время, в данной статье указано фактическое местное время.

### **Результаты исследования и их обсуждение**

#### *Изменение температуры в снежном покрове*

В первом поисковом сезоне измерения начаты 21.01.2021 г. Период с 22.01.2021 г., по 06.03.2021 г., характеризуется как период устойчивых отрицательных температур воздуха, без оттепелей. В этот период  $T_{\min \text{ возд}} = -35,4^{\circ}\text{C}$  (01.02.2021),  $T_{\max \text{ возд}} = 0,6^{\circ}\text{C}$  (06.03.2021),  $T_{\text{средняя возд}} = -15,9^{\circ}\text{C}$ . Только 6 марта был переход  $T$  через  $0^{\circ}\text{C}$  и далее началась устойчивая тенденция к положительным  $T$  воздуха.

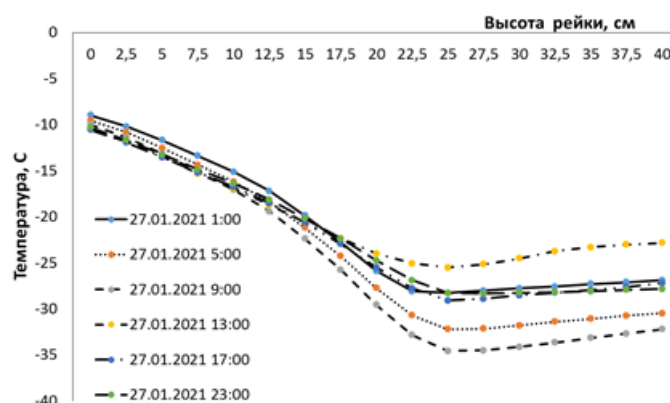
На рисунках 3 (а, б, в) представлено изменение  $T$  по высоте снежного покрова в отдельные часы (профиль температуры по высоте,  $h \neq \text{const}$  и  $t = \text{const}$ ), а на рисунке 4 – изменение температуры во времени в течение трех суток, но на отдельных высотах (профиль температуры во времени,  $h = \text{const}$  и  $t \neq \text{const}$ ).

В статье Fierz С., [\[10\]](#) указано, «профиль температуры снега отражает распределение температуры внутри снежного покрова в одной точке, как в пространстве, так и во времени». Профили температуры СП представляют собой как бы моментальный снимок распределения температуры в СП.

На рисунках 3 (а, б, в) показано фактическое изменение температуры по высоте рейки во времени, но для наглядности указано изменение  $T$  только в отдельные часы, в 1, 5, 9, 13, 17, 21 час одних суток 27.01.2021 г., 04.02.2021 г., 04.03.2021 г. В темное время суток происходит наиболее резкое изменение температуры на границе атмосфера-снежный покров, это можно видеть по поведению линий на рисунке 2 (5 часов) и на рисунках 3 (а, б, в) для 5, 9, 23 часа, т.е. по изменению «хода» температур можно указать фактическую высоту снежного покрова.

Можно отметить, что в интервале высот от 0 до 15 см колебания  $T$  незначительные по сравнению с колебаниями  $T$  в верхних слоях снежного покрова (рис.3). Например 4.03.2021г., (рис. 3 в), на конкретной высоте  $H = 0$  см колебания  $T$  между  $\min$  и  $\max$  в течение суток составили минус  $\Delta 0,9$  I, на высоте  $H=15$  см  $\Delta 2$  I, на высоте  $H=17,5$  см  $\Delta 2,3$  I, на высоте  $H=20$  см  $\Delta 3,5$  I, на высоте  $H=25$  см  $\Delta 6,3$  I, на высоте  $H=30$  см  $\Delta 10,4$  I. Например, отметке  $H_{\text{СП}} = 0$  см (поверхность подстилающего основания) в 3 часа  $T_{3 \text{ часа}}^{\max} = -6,6$  I, в 15 часов  $T_{15 \text{ часа}}^{\min} = -5,7$  I и разница минус  $\Delta 0,9$  I.

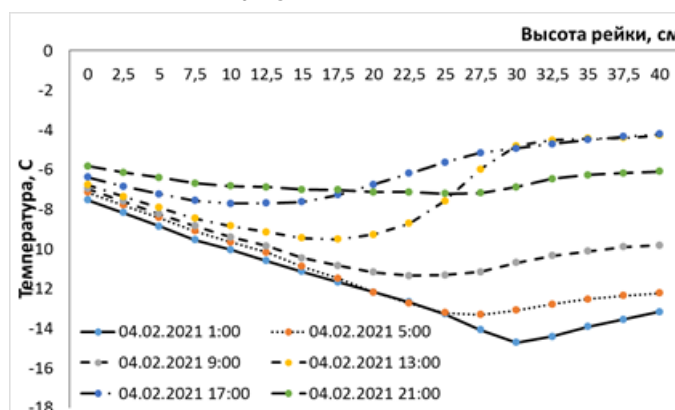
Fierz C., описывает [10] профили температуры снега, измеренные 23–24 февраля 2000 г., на исследовательском участке на высоте 2540 м над уровнем моря, Давос, Швейцария. «.... Эти температурные профили также ясно показывают, что тепло лишь медленно проникает в снег и что тепловые волны сильно затухают с глубиной. Таким образом, ниже примерно 30 см (максимальная высота 50 см) профили температуры показывали только малоамплитудные суточные циклы, которые ниже почти исчезали».



**Рис. 3 а.** Изменение температуры в СП и атмосфере (по высоте рейки)

27.01.2021г.,

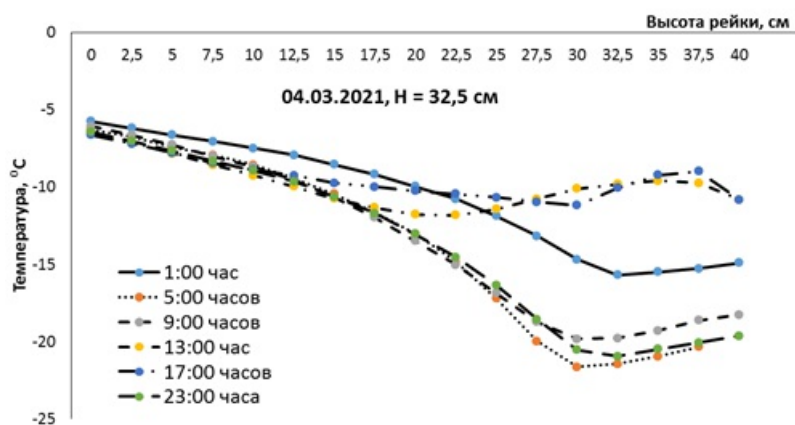
$H_{\max \text{ СП}} = 25\text{--}27,5$  см.



**Рис. 3 б.** Изменение температуры в СП и атмосфере (по высоте рейки)

04.02.2021 г.,

$H_{\max \text{ СП}} = 30\text{--}32,5 \text{ см.}$



**Рис. 3 в.** Изменение температуры в СП и атмосфере (по высоте рейки)  
4.03.2021 г.,

$H_{\max \text{ СП}} = 32,5\text{--}35 \text{ см.}$

О температуре нижних слоев снежного покрова пишет В.В. Пономарев [11], он указывает, что «в зимний период 2017–2018 гг. в заповеднике «Присурский» исследован термический режим снежного покрова и поверхности почвы.... На поверхности почвы в течение зимы под снегом температура составляла около  $0^{\circ}\text{C}$ . В нижней толще снежного покрова (10–20 см от земли) температура зимой составляла  $0\text{...--}6^{\circ}\text{C}$ , хотя температура воздуха опускалась до  $-20 - -25^{\circ}\text{C}$ » [11].

На рисунке 4 показаны изменения температуры в СП в течение суток 13.02.2021 года на отдельных высотах 0, 5, 10, 15, 20, 25, 30 см. Например, на отметке 0 см отмечено изменение  $T$  от  $-5,4^{\circ}\text{C}$  до  $-6,4^{\circ}\text{C}$ . На отметке 20 см  $T$  изменяется от  $-12,6^{\circ}\text{C}$  до  $-14,3^{\circ}\text{C}$ , на высоте 25 см  $T$  изменяется от  $-14,3^{\circ}\text{C}$  до  $-17,7^{\circ}\text{C}$ . Наибольшие изменения  $T$  происходят на высотах, которые ближе к поверхности снежного покрова. Отмечаем, что в эти сутки был снегопад. О связи температуры воздуха, температуры поверхности снежного покрова, скорости ветра и облачности указано в работе В. М. Котлякова и А. В. Сосновского [12], но в данной публикации эти факторы не обсуждается.

По данным с 1 марта по 3 марта 2021 г. измерения  $T$  в СП на высотах 10, 15, 20 и 25 см в течение трех суток (72 часа) построен график (рис. 5). Начало отсчета это 0 часов первых суток. В эти сутки высота снежного покрова  $H_{\max} = 32,5 \text{ см}$ . Графики похожи на «волны», имеют амплитуды изменения  $T$  на высотах в СП (рис. 5). Наибольшие колебания  $T$  происходят в те часы, когда есть солнечное освещение и в тех слоях СП, которые или на границе, или ближе в границе атмосфера-снежный покров.

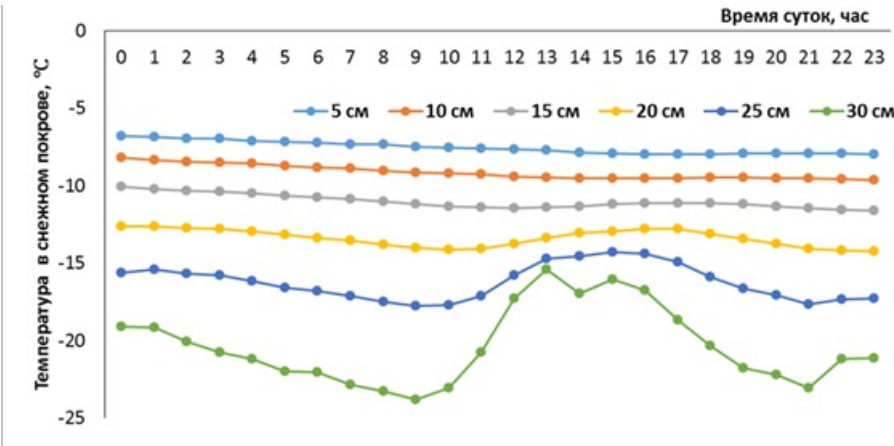


Рис. 4. Изменение температуры в снежном покрове на высоте 0,5,10,15,20,25,30 см. 13.02.2021 г.,

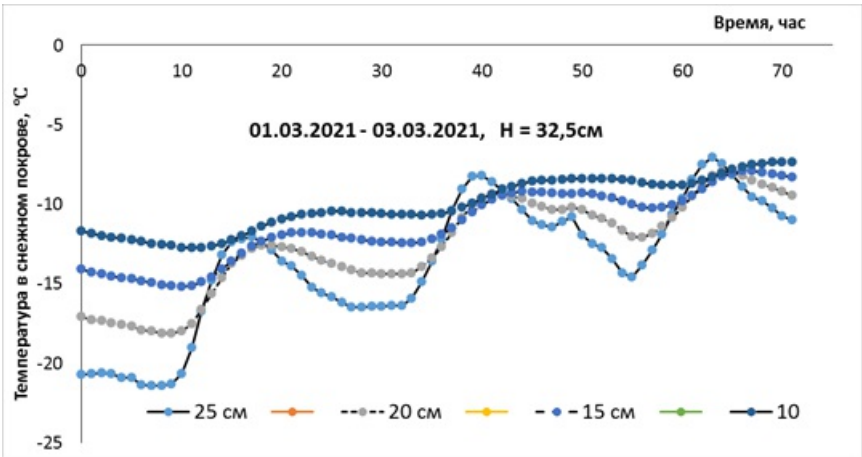


Рис. 5. Изменение температуры в снежном покрове на высоте 10, 15, 20, 25 см в течение 72 часов. 01.03-03.03.2021 года.  $H_{\max}$  СП = 32,5 см.

*О корреляции температуры воздуха и температуры в снежном покрове на высотах*

Отдельно представлены графики изменения температуры на разных высотах в снежном покрове и температуры воздуха, с указанием коэффициентов корреляции (рис. 6 а, б, в). Т воздуха замерялась на высоте 40 см, т.к. это максимальная высота термокосы. Так 25.02.2021 г, коэффициент линейной корреляции между Т воздуха и Т на высотах 35, 25, 15 см уменьшается по мере уменьшения высот от поверхности к подстилающему основанию снежного покрова (0 см –подстилающее основание). Коэффициент корреляции между Т воздуха и Т в снежном покрове на высоте 35 см  $R=0,99$ ; между Т воздуха и Т на высоте 25 см  $R= 0,72$ ; между Т воздуха и Т на высоте 15 см  $R=0,15$ .

По данным от 25 марта 2023 года также установлена линейная корреляция между температурой воздуха и температурой на высотах 15, 25 см в снежном покрове (рис.7 а, б), коэффициент корреляции уменьшается с уменьшением высот в снежном покрове от  $R=0,85$  при  $H=25$  см (рис. 7 а) до  $R=0,47$  при  $H=15$  см, в то время как максимальная высота СП 32,5 см постоянна (рис. 7 б, табл. 1). Результат от 27.03.2023 представлен на рисунке 8. Так же можно отметить, что чем ниже максимальная высота СН (табл. 1), тем выше коэффициент корреляции на высотах 10-15 см (рис. 6 в, рис. 7 б, рис. 8).

Таблица 1. Коэффициент корреляции между Т воздуха и Т в снежном покрове

Дата	H max, см	R		
		H = 35 см	H = 25 см	H = 10-15 см



25.02.2023	37,5	0,99	0,72	0,15
25.03.2023	32,5	-	0,85	0,47
27.03.2023	27,5	-	-	0,76

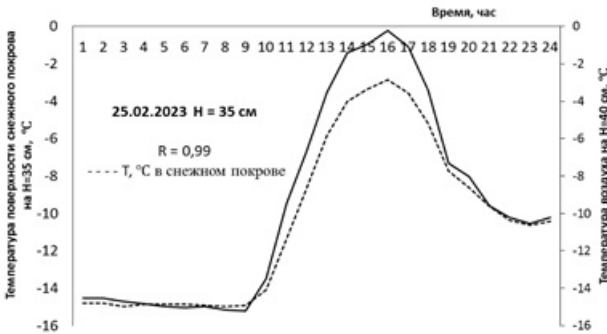


Рисунок 6 а. Изменение температуры воздуха на высоте 40 см и температуры в снежном покрове на высоте 35 см 25.02.2023 г.  $H_{\max}$  СП = 37,5 см

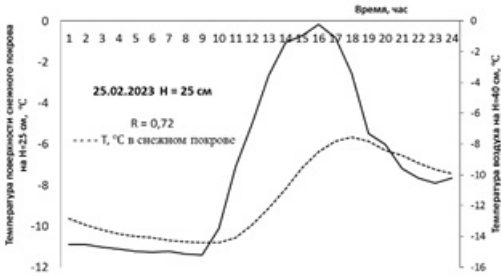


Рисунок 6 б. Изменение температуры воздуха на высоте 40 см и температуры в снежном покрове на высоте 25 см 25.02.2023 г.  $H_{\max}$  СП = 37,5 см

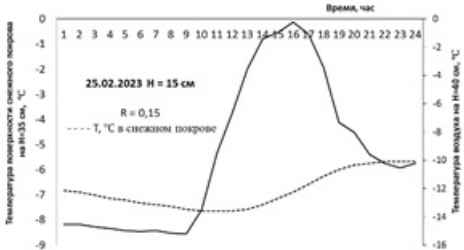


Рисунок 6 в. Изменение температуры воздуха на высоте 40 см и температуры в снежном покрове на высоте 15 см 25.02.2023 г.  $H_{\max}$  СП = 37,5 см

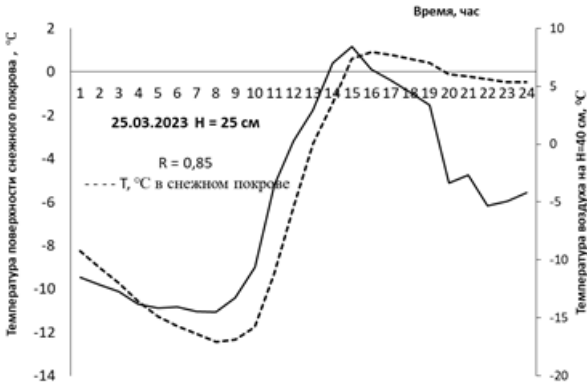


Рисунок 7 а. Изменение температуры воздуха на высоте 40 см и температуры в снежном покрове на высоте 15 см 25.03.2023.  $H_{\max}$  СП

= 32,5 см

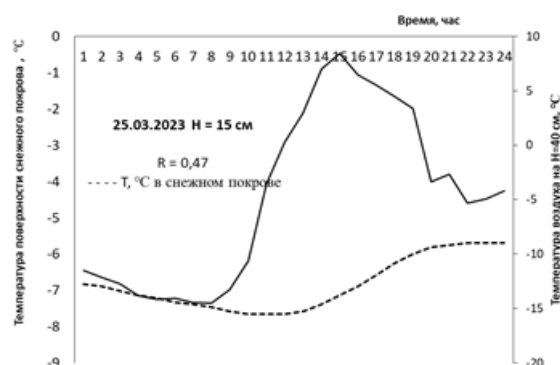


Рисунок 7 б. Изменение температуры воздуха на высоте 40 см и температуры в снежном покрове на высоте 15 см 25.03.2023 г.  $H_{\max}$  СП = 32,5 см

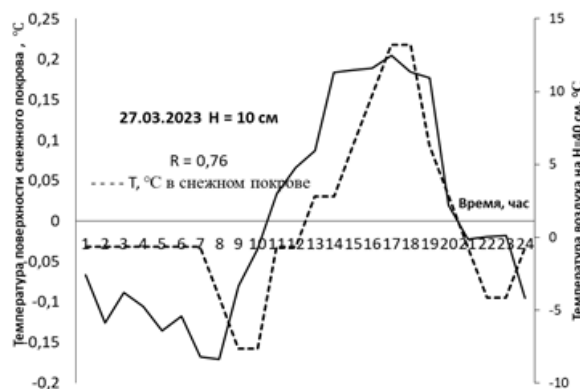


Рисунок 8. Изменение температуры воздуха на высоте 40 см и температуры в снежном покрове на высоте 10 см. 27.03.2023 г.  $H_{\max}$  СП = 27,5 см

#### Температура поверхности снежного покрова

В отдельные часы в течение суток, если  $T$  поверхности снежного покрова ниже, чем  $T$  воздуха, то наблюдается явление выхолаживания СП [11]. Так В. В. Пономарев [11] изучал термический режим снежного покрова и поверхности почвы в заповеднике «Присурский» и отмечает такой факт, что «высота снега 5 апреля составляла 44 см. .... При ясном небе происходило интенсивное выхолаживание приземного слоя (верхнего слоя снега). По данным на 4 ч. над самой поверхностью снега (4–5 см) воздух остыл до  $-6,4^{\circ}\text{C}$ , в то время как на высоте 2 м температура была на 6 градусов выше ( $-0,4^{\circ}\text{C}$ )».

Установлено, что 22.01.2021 г. максимальная высота СП равна 22,5 см, 23.01.2021  $H_{\max}$  СП = 22,5 см и 26.01–28.01.2021  $H_{\max}$  СП = 25 см. На рис. 9 показано изменение разности температур между  $T$  воздуха и  $T$  поверхности снежного покрова. Например, 23.01.2023 г,  $H_{\max}$  СП = 22,5 см и в 8 часов утра  $T_{\text{возд}} = -16,25^{\circ}\text{C}$ , на поверхности снежного покрова  $T_{\text{снежного покрова}} = -18,17^{\circ}\text{C}$ ,  $\Delta = 1,9^{\circ}\text{C}$  (рис. 9). Температура воздуха замерялась на высоте 40 см, это максимальная высота термокося. На рисунке 9 показано, что в отдельные часы в течение суток поверхность снежного покрова холоднее воздуха и линии графика расположены выше оси абсцисс.

Ход кривых (рис. 9) имеет свои особенности, связанные не только с изменением  $T$  атмосферного воздуха, но и другими факторами, такими как, выпадение осадков снега, скорость ветра, солнечная радиация и т.д., которые здесь не рассмотрены.

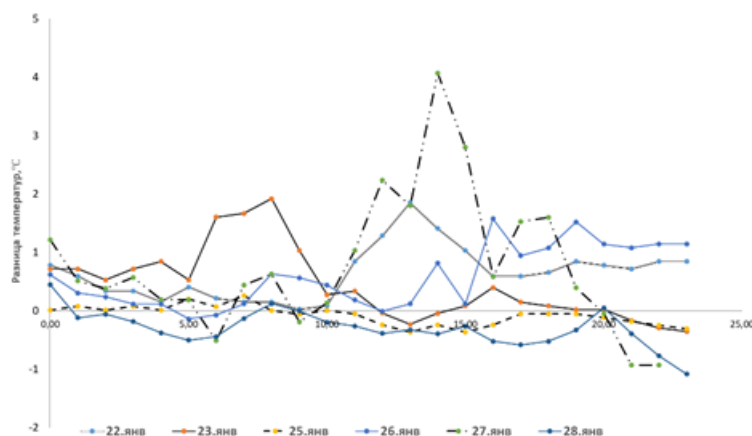


Рис. 9. Ход разницы температуры между  $T$  воздуха и  $T$  поверхности снежного покрова в течение суток 22.01.2021, 23.01.2021, 25.01-28.01.2021

### Заключение

Представлены результаты полевых измерений температуры воздуха, температуры в снежном покрове, высоты снежного покрова, полученные с помощью автономного автоматического атмосферно-снежного программно-измерительного комплекса в Иркутске на площадке ИРНИТУ в январе-марте 2021 г., феврале-марте 2023 г. Высота снежного покрова определялась по относительно резкому изменению температуры на границе атмосферный воздух-поверхность снега.

Установлено, что происходит изменение температуры в снежном покрове на одной и тоже высоте в течение суток, при этом в интервале высот от 0 до 15 см (0 см – подстилающее основание) колебания температуры между  $\min$  и  $\max$  незначительные по сравнению с колебаниями температуры в верхних слоях снежного покрова.

Показано, что графически изменения температуры в снежном покрове на высотах, которые ближе к атмосферной поверхности снежного покрова имеют более выраженные амплитудные суточные циклы, в отличие от изменений на низких высотах.

Установлена линейная корреляция между температурой воздуха и температурой на различных высотах в снежном покрове, коэффициент корреляции уменьшается с уменьшением высот в снежном покрове, при условии постоянной максимальной высоте снежного покрова, например, в течение суток.

Показано явление выхолаживания поверхности снежного покрова в отдельные часы в течение суток, когда температура поверхности ниже, чем температура воздуха.

Отмечено, что фактические значения, полученные в автономном автоматическом режиме реального времени, такие как температура воздуха, температура и высота снежного покрова могут иметь прикладное значение и со временем, с развитием цифровизации, могут быть востребованы для управления урбо-экосистемой города и/или отдельных территорий.

### Библиография

1. Goncharova O.Y., Matyshak G.V., Epstein H.E., Sefilian A.R., Bobrik A.A. Influence of snow cover on soil temperatures: Meso- and micro-scale topographic effects (a case study from the northern West Siberia discontinuous permafrost zone) // Catena. 2019. V. 183. P. 1–8. <https://doi.org/j.catena.2019.104224>.

2. Наставления гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 3. Ч. I. Метеорологические наблюдения на станциях. – Л. : Гидрометеоиздат, 1985. – 301 с.
3. Калинин В.В., Устинов А.В., Косарев Н.С. Опыт использования метода ГНСС-рефлектометрии для измерения высоты снежного покрова // Вестник СГУГиТ. 2023. Т. 28. № 1. С. 6–13. <https://doi.org/10.33764/2411-1759-2023-28-1-6-13>.
4. Yu X., Wei B., Zhang X., Yu X. Snow Depth Estimation Based on Multipath Phase Combination of GPS Triple-Frequency Signals // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2015. V. 53. № 9. P. 1–10. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2015.2417214>.
5. Богородский П.В., Бородкин В.А., Кустов В.Ю., Сумкина А.А. Конвекция воздуха в снежном покрове морского льда // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 4. С. 557–566. <https://doi.org/10.31857/S2076673420040060>.
6. Kiselev M.V., Voropay N.N., Dyukarev E.A., Kurakov S.A., Kurakova P.S., Makeev E.A. Automatic meteorological measuring systems for microclimate monitoring // China-Mongolia-Russia Economic Corridor: Geographical and Environmental Factor and Territorial Development Opportunities: IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. First International Geographical Conference of North Asian Countries. 2018. V. 190. P. 012031. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/190/1/012031>.
7. Шеин А.Н., Иванов М.Н., Гинзбург Н.А., Турчанинова А.С., Кураков С.А. Предварительные результаты температурных измерений толщи снежного покрова ледника Иган во время периода абляции 2022 года // Научный вестник Ямало-Ненецкого автономного округа. 2022. № 4. С. 94–107. <https://doi.org/10.26110/ARCTIC.2022.117.4.005>.
8. Чмых Н.В., Бургунутдинов А.М. Определение характеристик снежного покрова для расчета глубины промерзания дорожной конструкции на примере Пермского края // Транспорт. Транспортные сооружения. Экология. 2023. № 1. С. 34–42. <https://doi.org/10.15593/24111678/2023.01.05>.
9. Royer A., Domine F., Roy A., Langlois A., Marchand N., Davesne G. New northern snowpack classification linked to vegetation cover on a latitudinal mega-transect across northeastern Canada // Écoscience. 2021. V. 28. № 3-4. P. 225–242. <https://doi.org/10.1080/11956860.2021.1898775>.
10. Fierz C. Temperature Profile of Snowpack // Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers / eds. V.P. Singh, P. Singh, U.K. Haritashya. – Dordrecht: Springer, 2011. P. 1151–1154. URL: [https://doi.org/10.1007/978-90-481-2642-2\\_569](https://doi.org/10.1007/978-90-481-2642-2_569).
11. Пономарев В.В. Термический режим снежного покрова и поверхности почвы в течение зимы на территории государственного природного заповедника «Присурский» // Научные труды государственного природного заповедника «Присурский». 2018. Т. 33. С. 21–31.
12. Котляков В.М., Сосновский А.В. Оценка термического сопротивления снежного покрова по температуре грунта // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 2. С. 195–205. URL: <https://doi.org/10.31857/S2076673421020081>.

## Результаты процедуры рецензирования статьи

*В связи с политикой двойного слепого рецензирования личность рецензента не раскрывается.*

*Со списком рецензентов издательства можно ознакомиться [здесь](#).*

Предмет исследования являются, по мнению автора, результаты измерения температуры в снежном покрове на поисковой зимней площадке в Иркутске.

Методология исследования, в статье указаны как анализ параметров измерения температуры в снежном покрове с помощью автономного автоматического программно-

аппаратурного атмосферно-снежного комплекса, разработанного в институте мониторинга климатических и экологических систем СО РАН и установленного на поисковых площадках Иркутского национального исследовательского технического университета (ИРНИТУ) в Иркутске. Измерительный комплекс настроен для регистрации температуры каждый час и результаты передаются на удаленный сервер. Из анализа статьи можно сделать вывод об использовании авторами статьи метода анализа полученных данных, их обобщение и построение графиков распределения температур в снежном покрове и в атмосфере, а также статистические методы исследования с выявлением коэффициента корреляции между температурой воздуха и температурой снежного покрова,

Актуальность затронутой темы безусловна и состоит в получении информации о распределении температур в снежном покрове, что является важной составляющей природно-климатических и хозяйственных особенностей холодных регионов, так как снег важен для экологической и климатической систем. В связи с этим необходима регистрация фактических характеристик снежного покрова во времени и в пространстве, т.е. мониторинг режима снегового питания в частности и гидрологического режима в целом в зависимости от условий формирования, депонирования и таяния. Это является важным аспектом понимания геоэкологического механизма гидрологических процессов. Исследования автора статьи помогают решить проблему разработки методологического аппарата исследования фактических значений температур для расчета удельной теплоемкости снежного покрова они предлагали определять  $T$  при помощи интерполяции.

Научная новизна заключается в попытке автора статьи на основе проведенных исследований установлена линейная корреляция между температурой воздуха и температурой на различных высотах в снежном покрове, коэффициент корреляции уменьшается с уменьшением высот в снежном покрове, при условии постоянной максимальной высоте снежного покрова, например, в течение суток. Автор отмечает, что фактические значения, полученные в автономном автоматическом режиме реального времени, такие как температура воздуха, температура и высота снежного покрова могут иметь прикладное значение и со временем, с развитием цифровизации, могут быть востребованы для управления урбо-экосистемой города и отдельных территорий. Это является важным дополнением в развитии понимания динамики водных ресурсов.

Стиль, структура, содержание стиль изложения результатов достаточно научный. Статья снабжена богатым иллюстративным материалом, отражающим результаты измерения температуры в снежном покрове. Статья иллюстрирована визуализированными формами фотографии, графиков и таблиц.

Библиография весьма исчерпывающая для постановки рассматриваемого вопроса, но не содержит ссылки на нормативно-правовые акты и методические рекомендации по статистическому анализу данных.

Апелляция к оппонентам представлена в выявлении проблемы на уровне имеющейся информации, полученной автором в результате анализа.

Выводы, интерес читательской аудитории в выводах есть обобщения, позволившие применить полученные результаты. Целевая группа потребителей информации в статье не указана.

Арктика и Антарктика

Правильная ссылка на статью:

Васильчук А.К. Спорово-пыльцевые спектры в голоценовых ледяных жилах на пойме реки Ляккатосё (Восточный Ямал) // Арктика и Антарктика. 2024. № 2. DOI: 10.7256/2453-8922.2024.2.71146 EDN: UWQTUK  
URL: [https://nbpublish.com/library\\_read\\_article.php?id=71146](https://nbpublish.com/library_read_article.php?id=71146)

## Спорово-пыльцевые спектры в голоценовых ледяных жилах на пойме реки Ляккатосё (Восточный Ямал)

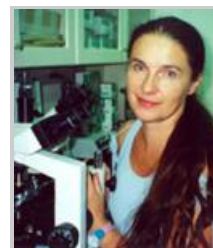
Васильчук Алла Константиновна

ORCID: 0000-0003-1921-030X

доктор географических наук

ведущий научный сотрудник; лаборатория геоэкологии Севера; МГУ им.МВ.Ломоносова

119991, Россия, г. Москва, Ленинские Горы, 1., оф. географический факультет, НИЛ геоэкологии Севера



✉ [alla-vasilch@yandex.ru](mailto:alla-vasilch@yandex.ru)

[Статья из рубрики "Многолетнемерзлые породы и подземные льды Арктики, Антарктики и горных регионов"](#)

### DOI:

10.7256/2453-8922.2024.2.71146

### EDN:

UWQTUK

### Дата направления статьи в редакцию:

28-06-2024

**Аннотация:** В связи с особенным механизмом повторно-жильного льдообразования, рассмотрена проблема горизонтального и вертикального отбора образцов для палинологического анализа из повторно-жильных льдов. Объект исследований – палиноспектры, полученные из позднеголоценовых повторно-жильных льдов на высокой пойме реки Ляккатосё с полигонально-валиковым рельефом на востоке Ямала. В пределах участка доминируют гемипростратно-кустарничково-лишайниково-моховые полигональные тундры. Повторно-жильные льды вскрыты в береговом обнажении после сильного паводка в результате прилива и нагона со стороны Обской губы. Ширина жил достигает 1,2-1,5 м. В осевой части одной из жил много минеральных примесей, до 40%, формирующих вертикальную слоистость, которая исчезает от центра к краям жилы. Отбор проб для спорово-пыльцевого анализа проводился с учетом морфометрических особенностей ледяных жил: учитывалось количество элементарных жилок и их протяженность. Основным методом исследования палинологический, изучены образцы

льда, полученные в скважинах, пробуренных кольцевым ледобуром в повторно-жильном льду. Образцы на палинологический анализ были отобраны вдоль оси жилы и по горизонтали на глубине 1,2 м, образцы на химический анализ отобраны вдоль оси. Высокая концентрация пыльцы и спор – 800-900 экз./л в жилах на р. Ляккатосе позволила провести сопоставление результатов горизонтального и вертикального отбора с достаточной степенью точности. Палиноспектры, характеризующие ледяную жилу по горизонтали и вертикали, продемонстрировали существенные различия в соотношении основных компонентов палиноспектров. Основное различие палиноспектров горизонтального и вертикального отбора в группе древесных пород заключается в различном содержании пыльцы ели и березы. Если вдоль оси жилы пыльца ели (2-13%) и березы (6-14%) отмечается постоянно, то в палиноспектрах горизонтального отбора пыльца ели (2-4%) отмечена только до 0.3 м от оси жилы, а березы (2-14%) до 0.4 м от оси жилы. Вполне естественно, что отсутствует общая последовательность кульминаций тех или иных пыльцевых таксонов.

#### **Ключевые слова:**

полигональные ландшафты, повторно-жильные льды, многолетнемерзлые породы, ионный состав льда, пыльца, споры, концентрация пыльцевых зерен, пойма, река Лекатосё, полуостров Ямал

*Работа выполнена в рамках проекта Российского научного фонда (грант № 23-17-00082): Палеоциклы углерода-азота в экосистемах бугристых и полигональных торфяников, едомы и в пластовых льдах на севере России*

#### **ВВЕДЕНИЕ**

Ледяные жилы формируются в результате растрескивания и последовательного накопления элементарных жилок. Растрескивание происходит не каждый год и не обязательно в осевой части.<sup>[1]</sup> В связи со сложным «вертикальным» механизмом образования повторно-жильного льда, требуется оценка способов отбора образцов льда для различных видов анализа. На наш взгляд направление отбора образцов и его частота определяется поставленной задачей. Часть исследователей предпочитают отбирать образцы из повторно-жильных льдов по горизонтали,<sup>[2,3]</sup> когда требуется получить общую характеристику. Однако для того, чтобы получить представление о последовательности формирования льда горизонтального отбора может быть недостаточно. Отбор образцов повторно-жильных льдов для палинологического анализа имеет свои ограничения. В частности, концентрация пыльцы и спор в повторно-жильном льду редко бывает высокой, поэтому необходимо отобрать образцы достаточного для анализа объема. Лед для палинологического анализа необходимо тщательно изолировать при отборе: если на поверхность образца попадет свежая пыльца, при анализе будет невозможно отличить ее от пыльцы, которая содежится во льду, так как пыльца во льду часто имеет высокую сохранность.<sup>[4,5]</sup>

Цель данной статьи – исследовать палиноспектры из повторно-жильного льда, полученные из образцов при вертикальном и горизонтальном отборе с учетом химического состава изучаемых ледяных жил. Для оценки интерпретационных возможностей результатов палинологического анализа повторно-жильных льдов выбраны голоценовые ледяные жилы на южной границе северных гипоарктических тундр, где пыльцевая продуктивность уже довольно высокая, что позволяет получить



кондиционный счетный материал.

## РАЙОН, ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

### *Местоположение и строение разреза*

В связи с особенным механизмом повторно-жильного льдообразования, рассмотрена проблема горизонтального и вертикального отбора образцов для палинологического анализа из повторно-жильных льдов. Исследования голоценовых повторно-жильных льдов проведены А.К. и Ю.К. Васильчук в низовьях р. Ляккатосё на полуострове Ямал (рис. 1, 2). На правом берегу реки в обнажении высокой поймы были вскрыты повторно-жильные льды. Их высота составила 3-4 м, ширина 1,2-1,5 м. Поверхность высокой поймы на исследуемом участке представлена полигонально-валиковым рельефом, полигоны часто оконтурены открытыми морозобойными трещинами (рис. 3,4).



**Рис. 1.** Схема расположения голоценового полигонального массива с повторно-жильными льдами в низовьях р. Ляккатосё (69°26′04″с.ш., 72°12′27″в.д), в центральной части полуострова Ямал: 1 - местоположение изученного разреза

В результате сгонно-нагонных явлений на реке в период проведения исследований был зафиксирован паводок: подъем уровня реки составил 2,5 м, были подтоплены сниженные части высокой поймы и низкая пойма.



**Рис. 2.** Рельеф долины р. Ляккатосё на востоке Ямала



**Рис. 3.** Положение участка в долине р. Ляккатосё на востоке Ямала





**Рис. 4.** Положение участка и изученных ледяных жил в долине р. Ляккатосё на востоке Ямала

### **Растительность**

Участок расположен вблизи южной границы северных гипоарктических тундр<sup>[6]</sup> в пределах участка доминируют гемипростратно-кустарничково-лишайниково-моховые полигональные тундры. В их составе присутствуют кустарники *Betula nana*, *Salix lanata* кустарнички *Empetrum subholarcticum*, *Salix nummularia*, *Dryas octopetala*, *Vaccinium vitis-idaea ssp. minus*, *Ledum decumbens*, а также *Carex arctisibirica*, *Arctagrostis latifolia*, *Dupontia fisheri*, *D. psilosantha*, *Deschampsia borealis* и *D. Brevifolia*, из мохообразных *Bryum purpurascens*, *Pleurozium schreberi*, *Drepanocladus aduncus*, *Polytrichum spp.*, *Aulacomnium turgidum* и др.).

Климатическая характеристика участка исследований приводится по данным наиболее близкой к участку метеостанции Сеяха (70°17' с.ш., 72°52' в.д.). За период с 1951 по 2023 гг. среднегодовая температура  $t_{\text{гг}}$  составила -9.3°C.<sup>[7]</sup> Самый холодный месяц - февраль, средняя температура воздуха в этом месяце варьирует от -37.0 до -13.7°C. Абсолютный минимум температуры воздуха зафиксирован в пос. Сеяха (-44,7 °C) 06.01.2015 г.,<sup>[8]</sup> а в самом тёплом месяце - июле, среднемесячная температура колеблется +4.0 - +15°C. Сумма осадков - от 187 до 490 мм/год.<sup>[9]</sup> Многолетнемерзлые породы имеют сплошное распространение по латерали и вертикали. Их мощность превышает 290-300 м, температура на глубине нулевых годовых колебаний составляет около -5, -4°C.<sup>[10]</sup>

### **Строение разреза высокой поймы**

Строение отложений высокой поймы на данном участке изучено по результатам бурения. Скважиной, заложенной в 1,5 м от берега, вскрыто:

0-0,05 м – моховая дернина;

0,05-0,22 – торф коричневый с супесью, талый;

0,22-0,3 м – супесь серая с рыжими пятнами, мёрзлая. Криотекстура массивная, льдистость 5%;

0,3-0,6 м – супесь серая оторфованная, мерзлая, криотекстура тонко- и среднешлировая, льдистость 80%;

0,6-7,1 м – переслаивание горизонтов песка с разной криотекстурой и льдистостью от 5 до 10%.

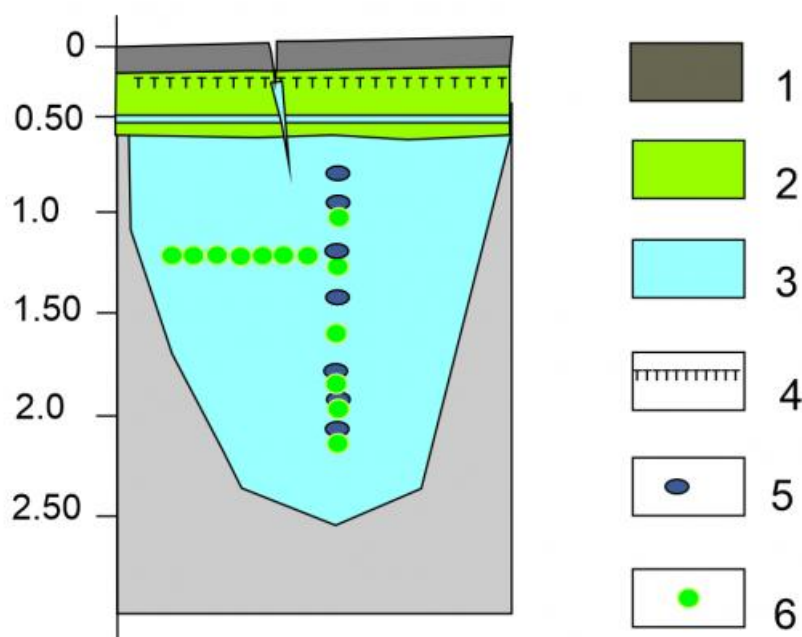
Ледяные жилы залегают на глубине 0,5-0,7 м, лед жил в верхней части серый мутный, основная часть ледяных жил представлена белым мутным льдом с вертикальными прослоями прозрачного льда, выраженность которых снижается от центра к краям жилы; содержание минеральных примесей во льду уменьшается сверху-вниз. В осевой части одной из жил минеральные примеси составили около 40%.

### Методика полевого отбора образцов и палинологических определений

Отбор проб для спорово-пыльцевого анализа проводился с учетом морфометрических особенностей ледяных жил: учитывалось количество элементарных жилок и их протяженность. Образцы отбирались специально изготовленным кольцевым ледовым буром, который позволил отобрать очень чистые нераздробленные образцы, объем каждого образца составил 1 дм<sup>3</sup> т.е. - 1 л. Каждый отобранный образец промывался талой водой, образовавшейся в самом начале таяния льда образца, для исключения попадания свежей пыльцы. Каждый образец льда был перелит в стеклянный флакон. В условиях лаборатории осадок со дна флакона, отстоявшегося не менее 24 часов отбирался для анализа пыльцы и спор. Обработка образцов для анализа пыльцы включала испарение осадка, дефлокуляцию с использованием КОН, центрифугирование, фильтрацию через сита 40 мкм, 10 мкм и 2 мкм и помещение образцов пыльцы в глицерин. Проценты, рассчитаны на основе суммы пыльцы деревьев, кустарников и трав, а также спор. Идентификация пыльцы и спор производилась под световым микроскопом при увеличении 400х на базе авторской палинологической коллекции в лаборатории Северной геоэкологии МГУ им. М. В. Ломоносова, российской пыльцевой базе данных пыльцы,<sup>[11]</sup> а также с использованием определителей. Пыльца березы разделена секции *Betula* sect *Betula* (древесные формы) и *Betula* sect. *Apterocaryon* (кустарниковые и кустарничковые виды берез). Пыльца сосны была идентифицирована как пыльца сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris*) и сосны сибирской (*Pinus sibirica*) на основе авторской коллекции поверхностных образцов и гербария из района исследования, а также авторской справочной коллекции пыльцы. Из-за относительно невысокой концентрации пыльцы подсчитывались все микрофоссилии в полученном концентрате фракции 10-40 мкм. Фракция 2-10 мкм была использована для выявления мелких спор Bryales. Концентрация рассчитывалась как отношение подсчитанных пыльцевых зерен к объему пробы.

Скважиной (Точка 188-YuV) на поверхности поймы вскрыта ледяная жила (ПЖЛ 1) на глубине 0.6- 0.7 м.<sup>[12]</sup> Над головой жилы залегает горизонтальный шпир льда мощностью 3 см, простирающийся вдоль всей береговой зоны. Перекрывающие жилу отложения сильнольдистые, криотекстура от микролинзовидно-слоистой до неполносетчатой, встречаются включения и примазки торфа. Над осевой частью жилы по трещине располагается росток шириной в верхней части 7 см. Образцы на палинологический анализ были отбраны вдоль оси жилы и по горизонтали на глубине 1.2 м, образцы на химический анализ отбраны вдоль оси (рис. 5).

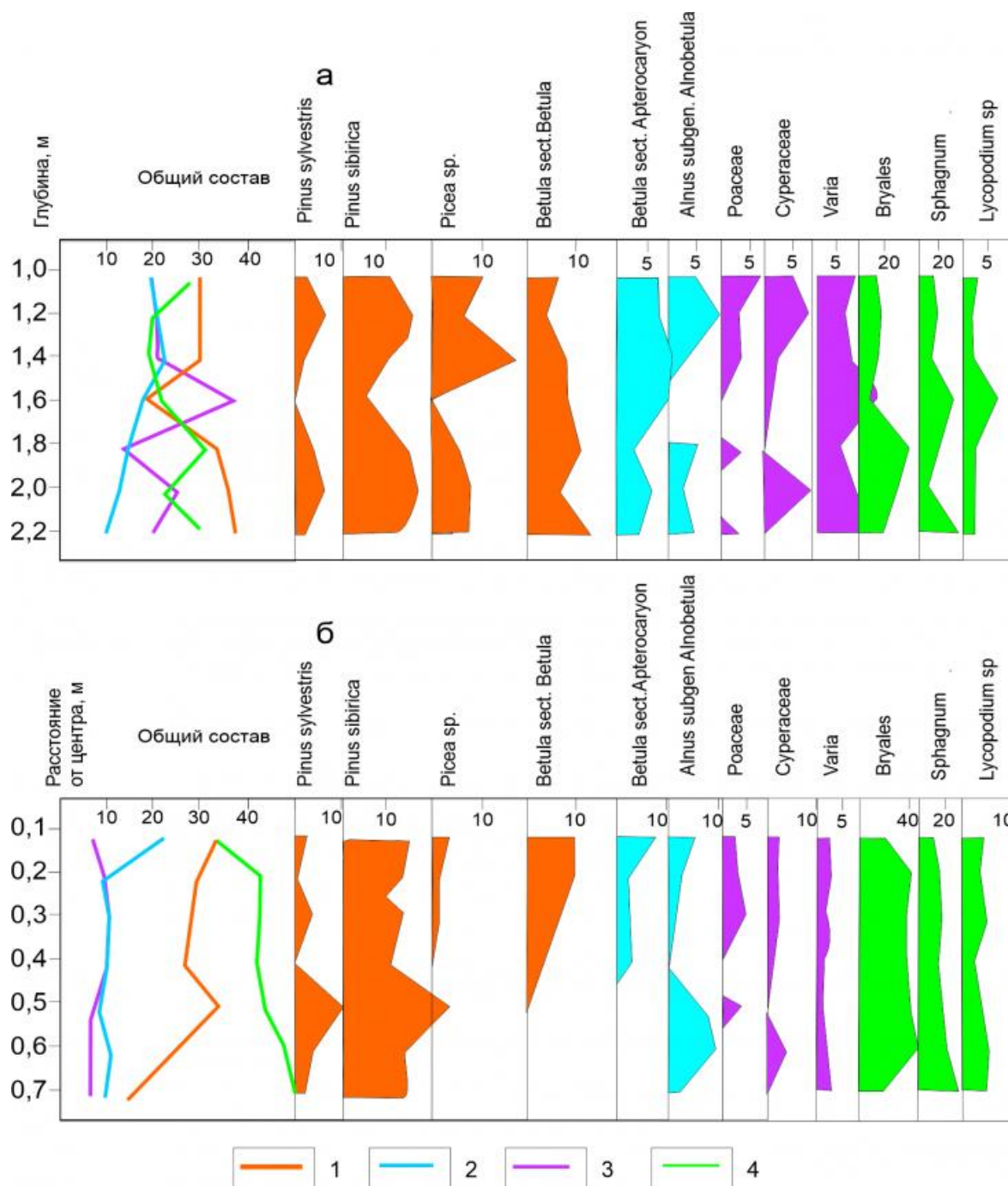
п



**Рис. 5.** Схема отбора образцов из повторно-жильного льда в отложениях высокой поймы р. Леккато Сё: а – ПЖЛ1(точка 186-YuV): 1 – торф талый коричневый 2 – супесь серая мерзлая; песок; 3 – повторно-жильный лед; 4 – СТС; 5 – точки отбора образцов льда на химический анализ; 6 – точки отбора на палинологический анализ

### РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Высокая концентрация пыльцы и спор – 800-900 экз./л в жилах на р. Ляккатосе позволила провести сопоставление результатов горизонтального и вертикального отбора с достаточной степенью точности. Состав таксонов в палиноспектрах по горизонтали и вертикали совпадает практически полностью, но отмечаются различия даже на уровне сопоставления общего состава. Палиноспектры, характеризующие ледяную жилу по горизонтали и вертикали, продемонстрировали существенные различия в соотношении основных компонентов палиноспектров. За счет того, что расстояние по горизонтали между элементарными жилками значительно меньше, отмечаются заметные колебания содержания пыльцы древесных пород и кустарников. Минимальное содержание пыльцы древесных пород (19%) фиксируется на глубине 1.6 м, а в горизонтали на расстоянии 0.7 м от оси (17%), однако палиноспектры заметно различаются. Для палиноспектров из образцов горизонтального отбора характерно доминирование спор, в основном зеленых мхов, для палиноспектров вдоль оси характерно гораздо более низкое содержание спор (22-33%) и выраженные колебания в их содержании. Среди пыльцы древесных пород преобладает пыльца кедра сибирского (5-25%), максимум отмечен на расстоянии 0.5 м от оси (горизонтальный отбор). Постоянно встречается пыльца сосны обыкновенной (1-10%), максимум пыльцы сосны совпадает с локализацией максимума содержания пыльцы сибирского кедра. Основное различие палиноспектров горизонтального и вертикального отбора в группе древесных пород заключается в различном содержании пыльцы ели и березы. Если вдоль оси жилы пыльца ели (2-13%) и березы (6-14%) отмечается постоянно, то в палиноспектрах горизонтального отбора пыльца ели (2-4%) отмечена только до 0.3 м от оси жилы, а березы (2-14%) до 0.4 м от оси жилы.

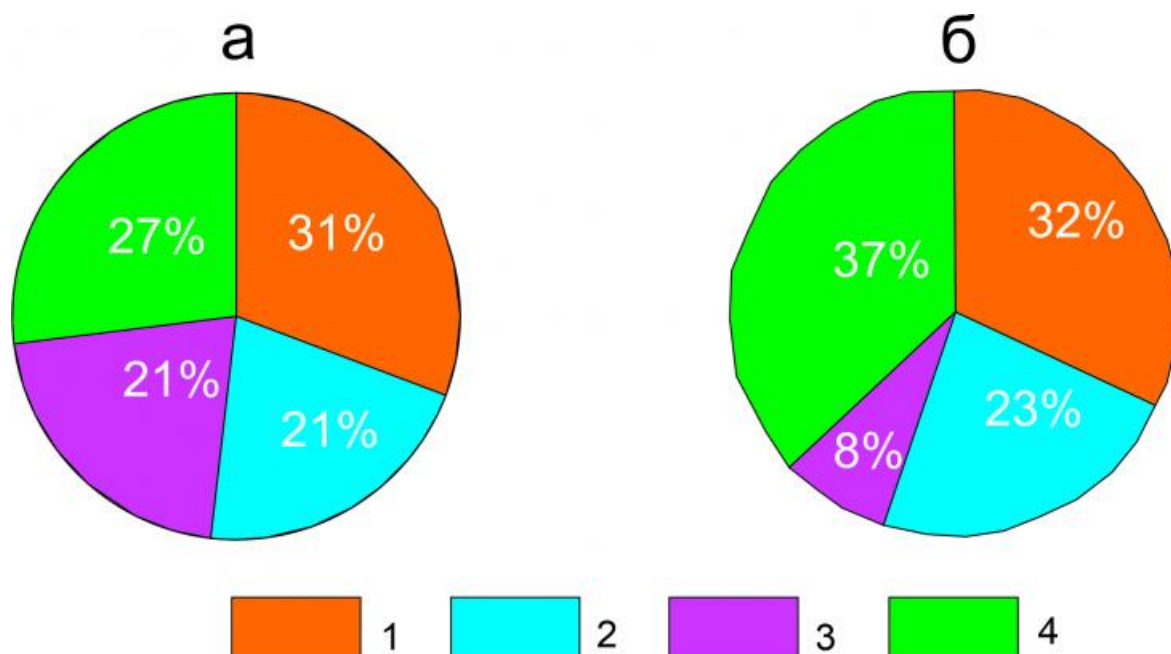


**Рис. 6.** Спорово-пыльцевая диаграмма голоценового повторно-жильного льда на высокой пойме р.Ляккатосё: а) а – вертикальный отбор, б – горизонтальный отбор: 1 – пыльца древесных пород; 2 – пыльца кустарников; 3 – пыльца травянистых растений; 4 – споры

Аналогичное распределение прослеживается в группе кустарников. Пыльца карликовой березки (4-17%) прослеживается до 0.4 м от оси жилы, максимальное содержание на расстоянии 0.1 м от оси, вдоль оси жилы ее присутствие постоянно (5-18%). Еще более выразительны различия в содержании пыльцы ольховника (2-13%): она исчезает из состава палиноспектров вертикального отбора на глубине 1.6 м, а в палиноспектрах горизонтального отбора встречается постоянно. Содержание пыльцы трав и кустарничков также различается, хотя она представлена в основном пыльцой ветроопыляемых злаков и осок: в осевой части ледяной жилы пыльца трав и кустарничков варьирует в пределах 17-39%, а в горизонтали ее содержание заметно меньше (6-10%). Пыльца разнотравья представлена семействами верескоцветных, розоцветных, гвоздичных и бобовых. На глубине 1.6 м



Близкие по составу палиноспектры выявлены только в одном случае. образцы Ближайший к центру жилы образец на расстоянии 0,1 м от оси с глубины 1,2 м характеризуется примерно таким же палиноспектром, как и палиноспектр образца с глубины 1,2 м из центральной части ледяной жилы. Различия отмечаются в группе трав и кустарничков, и спор, в то время как пыльца древесных пород и кустарников содержится практически в одинаковых количествах (рис. 7). То есть различия касаются скорее локальных компонентов палиноспектра, в то время как региональный сигнал отразился в палиноспектрах одинаково.



**Рис. 7.** Общий состав палиноспектров (%) в ледяной жиле на глубине 1.2 м : а – центральная (осевая) часть, б – на расстоянии 0.1 м от оси: 1 – пыльца деревьев, 2 – пыльца кустарников, 3 – пыльца трав и кустарничков

Вполне естественно, что отсутствует общая последовательность кульминаций тех или иных пыльцевых таксонов. Это означает, что растрескивание на данном участке происходило хаотично и не обязательно по осевой части ледяной жилы.

Различия первую очередь определяются глубиной растрескивания, величина которой может меняться под воздействием нескольких факторов.

Нижние части ледяной жилы «хвосты» в какой-то момент «консервируются» в них уже не попадает новых порций льда, в то время как сама ледяная жила растет в высоту. Таким образом, в горизонтальном сечении головы даже голоценовой жилы мы можем проследить только заключительную часть процесса ее образования. Отметим, что процесс растрескивания хаотичен и растрескивание в 30% случаев проходит не по центру жилы. По мере того как на поверхности жилы происходит все новое и новое растрескивание и накопление элементарных жилок, нижняя ее часть выходит из зоны активного растрескивания. Вследствие этого, отбирая образцы сингенетического жильного льда по вертикальной оси, мы отбираем группы элементарных жилок, которые накапливались последовательно и поэтому можем говорить о возможности восстановления по спектрам последовательности тех или иных ландшафтных событий. При горизонтальном отборе такое возможно только при одновременном AMS датировании льда и, разумеется, при заложении нескольких горизонтальных профилей, причем, чем больше вертикальные размеры жилы, тем большее количество таких горизонтальных



профилей отбора необходимо.

Таблица 1

Содержание и состав воднорастворимых солей в повторно-жильных льдах в низовьях р. Ляккатосё (из Н.А. Буданцевой, Ю.К. Васильчука<sup>[12]</sup>)

№ образца	Глубина отбора, м	Сухой остаток, мг/м	Содержание ионов, мг/л (%-экв)							Cl <sup>-</sup> / SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	pH
			HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg 2+	Na <sup>+</sup> +K <sup>+</sup>	Fe общ.		
Жила 1											
186- YuV/4	0 ,7-1,3	182,0	85,4	37,2	8,2	7,4	3,9	23,7	16,8	4,54	6,0
186- YuV/5	1,4-2,0	60,0	30,5	17,4	4,1	1,8	1,7	19,1	0,14	4,24	6,0
186- YuV/6	2,1-2,5	48,0	12,2	10,6	2,5	1,8	1,1	8,3	00,2	4,24	4,0
186- YuV/7	2,6-3,0	88,0	36,6	25,2	4,1	7,4	5,6	10,01	2,2	6,15	6,0
Жила 2											
188- YuV/1	0,7-0,8	192,0	0	19,0	3,3	6,4	1,7	3,45	11,2	5,76	4,0
188- YuV/5	0,7-0,8	90,0	24,4	15,5	4,9	2,8	1,1	16,3	-	3,16	6,0
188- YuV/8	1,0-1,15	186,0	12,2	19,0	5,8	7,4	4,5	2,8	-	3,28	4,0
188- YuV/9	1,2-1,4	152,0	48,8	35,1	30,4	4,6	2,8	44,4	0,6	1,15	6,0
188- YuV/10	1,4-1,57	174,0	42,7	28,1	43,6	5,6	5,0	38,87	-	0,64	7,0
188- YuV/11	1,7-1,76	196,0	73,2	33,7	46,9	6,4	5,6	53,4	0	0,72	7,0
188- YuV/12	1,76- 2,05	160,0	18,3	24,6	45,3	6,4	4,5	28,5	0	0,54	6,0
188- YuV/13	2,06-2,3	168,0	12,2	16,9	18,1	5,6	2,2	9,9	3,2	0,93	5,0

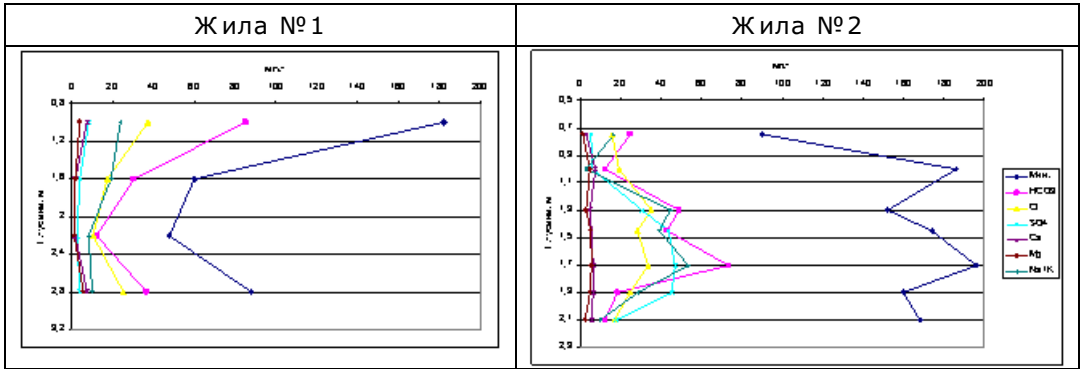
Таблица 2

Содержание и состав спорово-пыльцевых спектров в повторно-жильных льдах в низовьях р. Ляккатосё

Гл./	пыльца			споры	палинотаксоны							
Расст	Дере-	Кус-	трав и	споры	Pinus	P.	Picea	Betu-	B.	Alnus.	Poa	C
От оси	вьев	тарн	куст.		syl-	sibi-		la	Sect.	s.g.	-ceae	ra
					vestris.	rica.		sect	Apt.	Alno		
								Bet.		bet		
1	30	19	20	31	4	11	9	6	10	9	6	

-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1,20	31	21	21	27	5	14	7	4	8	13	5	
1,4	32	23	23	22	2	10	13	6	18	6	4	
1,6	19	17	39	25	3	5	2	9	17	0	4	
1,8	35	15	17	33	3	13	9	10	10	5	2	
2	38	12	26	24	8	16	8	6	9	3	0	
2,2	41	10	20	29	3	13	10	14	5	5	5	
0,1	32	23	8	37	2	16	4	10	17	6	3	
0,2	30	8	10	52	1	15	2	12	4	4	4	
0,3	29	11	10	50	5	14	2	8	9	2	5	
0,4	27	10	10	53	1	12	0	14	8	2	1	
0,5	37	8	8	47	10	25	0	2	0	8	4	
0,6	27	12	7	54	8	19	0	0	0	12	3	
0,7	17	10	6	67	3	14	0	0	0	10	0	

Минерализация льда жил отличается: в первой жиле минерализация в целом низкая, от 48 до 88 мг/л, за исключением верхней части жилы, в которой минерализация составляет 182 мг/л. Для второй жилы минерализация льда, за исключением верхнего слоя льда, варьирует в диапазоне 150-200 мг/л (табл. 1, рис. 8). В составе ионов во льду обеих жил преобладают гидрокарбонаты (от 12,2 до 85,4 мг/л), хлориды (от 10,6 до 37,2 мг/л) и сумма натрия и калия (от 2,8 до 53,4 мг/л). Показательно, что наиболее низким значениям содержания суммы Na+ К соответствуют наиболее низкие значения pH – 4,5-4,7, наиболее высоким значениям суммы Na<sup>+</sup> + K<sup>+</sup> – наиболее высокие значения pH – 7,1-7,5 (см. табл. 1).



**Рис. 8.** Вариации значений минерализации и содержания основных ионов в повторно-жильных льдах на пойме р.Лаккатосё

**Пыльца и споры на поверхности и в толще снега - основной ресурс палиноспектров в повторно-жильных льдах**

Снежный покров основной источник формирования повторно-жильных льдов, поэтому его можно рассматривать как депонирующую среду для пылицы и спор, попадающих в повторно-жильный лед. Пыльца и споры содержатся в снегу в любых природных ландшафтах в которых в течение низкотемпературного сезона сохраняется снежный покров. Наличие пылицы или спор в снегу доказывает, что в палиноспектрах участвует дальнезаносная пыльца. В приполярных районах концентрация пылицы очень низкая: от 1 до 15 пыльцевых зерен на литр талого снега, то в полярных ледниках их концентрация выше, и составляет до нескольких сотен пыльцевых зерен. Концентрация пылицы и спор в подземных льдах в области развития многолетнемерзлых пород составляет в среднем 10-500 экз./л, в отдельных случаях достигая тысячи и более экземпляров.[\[4,5\]](#)

**Пыльца и споры в снегу и на поверхности полярных ледников.** Пыльца и споры выпадают на поверхность снежного покрова и в зоне арктических пустынь, и в тундре, и в лесной зоне. Большинство дальнезаносных пыльцевых зерен нельзя отличить от местной пыльцы в летнем пыльцевом дожде. Но в течение зимы, когда пыльца местных растений отсутствует, можно получить доказательства участия в палиноспектрах дальнезаносной пыльцы. Концентрация пыльцы и спор, поступающих на поверхность снежного покрова в течение зимнего сезона, и состав палиноспектров может сильно варьировать год от года. Иллюстрацией этого могут служить и состав палиноспектров в снежном покрове и в горных и полярных ледниках.

**Спорово-пыльцевая характеристика снега севера Финляндии.** В течение двух лет исследовался зимний пыльцевой дождь в окрестностях г. Хельсинки.<sup>[13]</sup> Известно, что отдельные пылинки попадают в верхние части воздушных масс и переносятся на очень большие расстояния. На основании этого исследования сделана попытка выяснить происхождение экзотической пыльцы в позднеплейстоценовых отложениях.

Так же рассмотрена проблема переноса пыльцы эфедры. Пыльца эфедры часто встречается в позднеплейстоценовых, голоценовых и современных отложениях Финляндии. Это пыльца двух видов эфедры (*Ephedra distachia* E. *fragilis*). Зимой 1965 и 1969 гг. на территории Финляндии и Швеции отмечено выпадение красного снега. По данным палинологического анализа этого снега получен вывод об источнике материала – южные районы российских степей. Однако было обнаружено только одно пыльцевое зерно эфедры в снегопаде 1965 г. В настоящее время основное место произрастания эфедры – это причерноморские и прикаспийские степи, где как раз формировалась, та пыль, которая окрасила снег в красный цвет. Те пыльцевые зерна эфедры, которые изредка встречаются в отложениях фландрия (период голоцена), могут иметь аналогичное происхождение.

Содержание пыльцы трав в снегопаде 1969 г. было очень высокой, и это может объяснить наличие пыльцы степной растительности в древних отложениях. В озерных и болотных отложениях позднего фландрия отмечена пыльца степных растений, таких как *Chenopodiaceae*, *Rumex*, *Plantago*, *Brassicaceae*, *Polygonum*, *Compositae*, *Artemisia*. Они обычно рассматриваются как индикаторы воздействия доисторического человека (CIP). Возможно, что часть пыльцы не имела отношения к первобытному человеку. Большинство дальнезаносных пыльцевых зерен нельзя отличить от местных в летнем пыльцевом дожде. Но в течение зимы, когда пыльца местных растений отсутствует, могут быть получены доказательства присутствия дальнезаносной пыльцы. Поэтому был поставлен опыт по улавливанию пыльцы зимой.<sup>[13]</sup>

Образцы снега были пролучены из снежных профилей и из ловушек пыльцы. В 1985-86 гг. разрезах снежного покрова в слоях, относящихся к ноябрю-декабрю, пыльцы не обнаружено. Но, удивительная вещь, в ловушках пыльца аккумулировалась практически всю зиму с 1.11. по 31.3. Пыльца, попавшая в ловушки в ноябре и, особенно в декабре сформировалась не в Финляндии. Палинокомплекс характеризуется преобладанием пыльцы березы, злаков и полыни, а также пылью трав, таких как, например крапива, сложноцветные, маревые, мареновые, щавель.<sup>[13]</sup> В декабре-январе содержание пыльцы злаков достигло 50%, а полыни около 10% от общего состава спектра.

В марте наблюдался самый высокий процент содержания пыльцы ольхи, что, очевидно, отражало весенний пыльцевой дождь. В снегу, отобранном 19 марта, содержание пыльцы ольхи было уже значительно ниже. В разрезах снежного покрова пыльцевые

зерна встречены после декабря. Снег этого года содержал около 75 зерен на см<sup>2</sup>. На глубине 30-40 м снег содержал в изобилии, как пыльцу деревьев, так и пыльцу трав их состав был сходен с тем, получен по пыльцевым ловушкам. В целом результаты этого года подтвердили ветровой занос пыльцы из районов, не покрытых снежным покровом.

В 1986/87 гг. данные, полученные по пыльце из снега, значительно отличались. Очень большее количество пыльцы было обнаружено в нижних слоях снежного покрова, где наблюдались прослойки коричневого снега. При этом было очевидно, что пыльца сформировалась в ближайших от места сбора образцов окрестностях: наличие зерен ели наряду с высоким содержанием пыльцы сосны и березы, а также маревых и злаков предполагают местное происхождение палиноспектров. Отмечены споры папоротника, произрастающего неподалеку, а также пыльцы ржи, которая растет на соседнем поле. Образование прослоев коричневого снега связано с местным ветровым переносом. Сильный ветер сформировал своеобразные снежные дюны, перенося снег с поля к склонам. Нижние прослойки содержали также большое количество минеральной массы и пыльцы. Поверхностные образцы содержали большое количество пыльцы ольхи и лещины. В обоих видах пыльцы наблюдались клеточные структуры.<sup>[13]</sup>

В данном исследовании не обнаружено никакой экзотической пыльцы, такой как, например (*Oleaceae*) была обнаружена Лундквистом и Бенгссоном. Все виды пыльцы травянистых могли принадлежать к местной флоре. В каждом разрезе снежного покрова встречено, по крайней мере, хотя бы одно зерно культурных злаков. Они достаточно тяжелы и не приспособлены к дальнему переносу.

Полученные данные свидетельствуют, что эта пыльца могла быть перенесена только вместе с пылью. Отметим, что пыльца кукурузы была обнаружена в красном снегу в 1965 и 1959 гг. Северные территории, такие как Финляндия, имеют постоянный снежный покров в течение всей зимы. Теоретически никакого цветения в этот время не происходит. Если исключить при этом эффект от попадания в снег пыльцы из эродированной почвы, то вся пыльца в снегу должно быть дальнезаносной из тех районов, где происходит цветение или из эродируемых почв с территорий без снежного покрова.<sup>[13]</sup>

Источник, откуда пыльца попала в снег, не может быть определен точно. Однако соотношение пыльцы древесных и травянистых растений такое же, как и в палиноспектрах из снежного покрова в 1969 г. Значение содержания пыльцы невелико 75-200 экз./см<sup>2</sup> по сравнению с годичным поступлением, например в районе Хельсинки оно составляет 5000-6000 экз./см<sup>2</sup>. Эти данные получены по ловушкам 1982 и 1983 г. эоловый материал с полей мог повлиять на эти значения. Изучение содержания пыльцы дает приблизительное представление о том, какая пыльца может поступать в качестве дальнезаносной. Обычно ее содержание не превышает несколько сотен пылинки на 1 см<sup>2</sup>. Поступление пыльцы в озерные осадки суббореального и субатлантического времени голоцена на юге Финляндии превышают эту величину в десятки раз. Если предположить, что аналогичный почвенный материал с пылью поступал, например, в осадки фландрия, то та пыльца, которая считается антропогенным индикатором, может быть дальнезаносной. Если содержание пыльцы древесных больше 1000 экз., эту пыльцу определить точнее. Пыльца эфедры может быть инструментом этого определения. Индикаторы древних поселений очень редки в палиноспектрах озер и болот.<sup>[13]</sup>

**Спорово-пыльцевая характеристика снега и льда Полярного Урала.** Работы Т.Г.Суровой (по снежникам Полярного Урала<sup>[14,15]</sup> проводились примерно на 67° с.ш.

Они были посвящены выявлению зависимости между составом растительности и рецентных спорово-пыльцевых спектров в зонах высокого и низкого снегонакопления. При этом отбирались пробы из льда ледника Олений, сезонный снег фирновая область ледника ИГАН лед ледника ИГАН (№№ 20,22,23,24).

Пробы отбирались на высоте 1000-1200 м над уровнем моря. Пробы с поверхности почв отражают средний пылевой дождь за несколько лет, в то время как количество лет или сезонов, которые отражены в составе спорово-пыльцевых спектров из снежного покрова и льда, определяется параметрами отбора образцов.

Для образцов из льда характерно невысокое содержание пыльцы сосны обыкновенной, вероятно отражающее сезонное поступление пыльцы на поверхность ледника.

Пыльца сибирского кедра содержится в количестве близком к максимальному по сравнению с поверхностными пробами почв в долине реки Большая Хадата.

Пыльца лиственницы не встречена ни в снежном покрове, ни во льду, [\[14,15\]](#) возможно это связано с тем, что попадая на снег, пыльца лиственницы быстро разрушается из-за пребывания в пресной воде. [\[16\]](#)

В поверхностных пробах почв и дернины содержание пыльцы лиственницы хоть и не отражает ее роль в местных растительных ассоциациях, но указывает на ее присутствие. Содержание пыльцы ели, древовидной березы, ивы примерно совпадает с содержанием их пыльцы в почвенных пробах. Довольно высоко содержание пыльцы ольховника. в снежном покрове, но во льду его содержание минимально по сравнению с почвенными пробами.

По сравнению с почвенными пробами содержание пыльцы карликовой берёзки несколько ниже. Характерной особенностью палиноспектров из льда и снега является полное отсутствие пыльцы трав и спор зеленых мхов. Зато содержание спор сфагновых мхов превышает 50% от общего количества подсчитанных пылевых зерен и спор. Заметно высоко также содержание спор многожковых папоротников. [\[15,16\]](#) Палиноспектры из снежного покрова и льда в данном случае, по нашему мнению, [\[17\]](#) отражают зимне-весеннюю составляющую регионального пылевого дождя, поскольку пыльца трав, цветущих в летний

Поскольку влажные воздушные массы, идущие с запада, задерживаются горными хребтами, и благодаря более теплоте, сухому и продолжительному лету на восточном склоне Полярного Урала лиственничные и березовые леса встречаются на 100 км севернее и значительно выше в горах, чем на западном склоне. Верхняя граница леса в южной части Полярного Урала в Предуралье представлена березой и пихтой, в Зауралье – елью и лиственницей. Редкие березовые и лиственничные леса встречаются в северной части Полярного Урала а восточных склонах по долинам рек, на западных склонах по долинам рек в основном кустарниковые виды ив и берез. Южная граница ареала сибирского кедра находится в этом районе на 66°с.ш. Интересно, что условия произрастания ближе к вершине горного хребта лучше, чем на равнинных участках. Причина заключается в хорошем дренаже и более благоприятном температурном режиме из-за того, более холодный, а оттого более плотный и тяжелый воздух стекает с гор вниз и застаивается в долинах и на равнинных участках. на Полярном Урале четко выражены горно-тундровый и подгольцовый пояса. Древесные породы основной источник пыльцы. Лиственница сибирская *Larix sibirica* Ledeb. в подгольцовом поясе южной части Полярного Урала формирует редколесья, а в горно-лесном поясе сомкнутые древостой.

В северной части Полярного Урала по долинам рек Байдарата (и ее притоков), Щучья, Лаптаяха формирует редколесья по южным склонам гор, а в долинах Няровей-Хадаты и Б. Хадаты появляются сомкнутые древостои, часто с примесью ели. Южнее Б. Хадаты в горной части по долинам рек лиственница обычна. В предгорьях восточного макросклона и в равнинной лесотундре является основным лесообразующим видом. Ель сибирская (*Picea obovata* Ledeb.) в подгольцовом и горно-лесном поясах в южной части Полярного Урала обычна, формирует примесь к лиственничным древостоям, реже доминирует. В северной части Полярного Урала севернее р. Б. Хадата, в долине которой местами доминирует. В равнинной лесотундре обычна, по чаще как примесь к лиственнице. Сосна сибирская, сибирский кедр *Pinus sibirica* Du Tour встречается в долинах рек, по окраинам торфяных болот; очень редко, наиболее северные единичные местонахождения зафиксированы у оз. Ворчато, в долине р. Нелька.<sup>[17]</sup>

В типичных растительных сообществах Южной части Полярного Урала **травяно-кустарничково-мохово-лишайниковые горные тундры** приуроченных к каменисто-щебнистым склонам, почвообразующая порода – суглинки, общее проективное покрытие около 70–100%. Травы довольно редки, доминируют кустарнички *Vaccinium uliginosum* subsp. *microphyllum*, *Ledum decumbens*. Проективное покрытие мхов от 10–20% (*Racomitrium lanuginosum*) до 30–40% (встречаются также *Limprichtia revolvens* (Sw.) Loeske, *Hylocomium splendens* (Hedw.) Schimp. in B.S.G.).<sup>[17]</sup> В растительных сообществах ерниковых кустарничково-(травяно)-лишайниково-моховых горных тундр в южной части Полярного Урала под кустарниковым ярусом высотой 7–20 см и сомкнутостью 0,4 преимущественно произрастают *Ledum decumbens* и *Vaccinium uliginosum* subsp. *microphyllum* (ПП = 20–60%). Моховой покров мозаичный,<sup>[17]</sup> представлен в основном зелеными мхами. Среди трав встречаются представители семейств камнеломковых, гречишных. Растительный покров вокруг ледника несомкнутый проективное покрытие не превышает 30%. В виде небольших куртин вблизи ледникового озера встречены растения семейств Роасеае, Ranunculaceae, Saxyfragaceae, Polygonaceae.

Полученные результаты палинологического исследования продемонстрировали, что палиноспектры с поверхности ледника Романтик<sup>[17]</sup> существенно отличаются от палиноспектров поверхностных проб в тундровой зоне.<sup>[16]</sup> Прежде всего, палиноспектры с поверхности ледника отличаются обилием и разнообразием пыльцы теплолюбивых деревьев, процентное содержание пыльцы термофильных пород в общей сложности составило 8-22%., это в основном *Tilia* и *Corylus*, отмечено присутствие пыльцы *Carpinus*, *Acer*, *Quercus*, *Fraxinus*, *Ulmus*. При этом пыльца *Tilia* (1-6%) встречена практически во всех образцах, почти также часто встречается пыльца *Corylus*(2-3.5%). Пыльца *Carpinus* (0.4-1.2%) отмечена в снегу года отбора образца и во льду, пыльца *Ulmus* и *Fraxinus* отмечена в снегу и фирне. В палиноспектрах доминирует пыльца *Pinus sylvestris* и *Betula* sect. *Albae*. Если высокое содержание пыльцы березы обусловлено тем, что и в Предуралье и в Зауралье она участвует в составе горных лесов, то более низкое содержание пыльцы *P. sibirica* вероятно говорит о том, что на ледник Романтиков воздействуют в основном воздушные массы, приходящие с юго-запада, где сосна доминирует в лесах. Вполне закономерно присутствие пыльцы *Picea* и *Abies*, как участников фитоценозов в подгольцовом поясе, практически во всех образцах в среднем 4-5%. Незначительное участие пыльцы кустарников находится в соответствии с их практическим отсутствием в окрестностях. Скудная растительность в окрестностях ледника довольно подробно отражается в палиноспектрах на его поверхности. Отмечена пыльца семейств Saxyfragaceae, Ericaceae, Caryophyllaceae, Polygonaceae (*Polygonum*



*bistorta*), Rosaceae и др. Присутствие пыльцы Poaceae, Ranunculaceae зафиксировано в пыльцевых спектрах придонной воды ледникового озера, в снегу и льду. Polypodiaceae (11-19%) и *Sphagnum* (14-27%) преобладают среди спор, хотя их местообитания удалены на значительное расстояние от ледника. Максимальная концентрация пыльцы и спор отмечена в чистом льду 579 экз./л, минимальная - 231 экз./л – также в чистом льду.

Мы обнаружили небольшое количество (1-3%) пыльцы Poaceae и Cyperaceae, а также спор Polypodiaceae в спектрах пыльцы, полученных с поверхности снежника в районе пос. Полярный (Полярный Урал) (66°25'23"N, 64° 29' 51"E). Однако пыльца злаков и осок, а также спор папоротников не была обнаружена в спектрах пыльцы небольшого ледника, расположенного неподалеку [17]. Последний характеризуется более высоким содержанием *Pinus sylvestris* (26-36%), *P. sibirica* (9-16%), *Betula sect. Nanae* (8-11%) и спор *Sphagnum* (18-26%), в то время как содержание пыльцы Ericaceae не превышает 1%. Споры Bryales и *Equisetum* не обнаруживаются в спектрах пыльцы ни снега, ни льда.[17]

Палиноспектры из снежника на пляже Карского моря на полуострове Мамонта (71°55' 43 "N, 76°10' 44 " E) характеризуется обилием пыльцы Ericales (25-30%), пыльцы Poaceae и Cyperaceae (19-30%), незначительным участием *Betula sect. Nanae* (6-12%) и пыльцы трав (9-15%), наряду с довольно высоким уровнем дальнезаносной пыльцы (*Pinus sylvestris* + *P. sibirica*-9-11%). Споры, обнаруженные в снежниках и на поверхности морских льдин, - это Bryales (10-27%) и *Sphagnum* (4-6%). Содержание переотложенных палиноморф невелико, не более 1-3%. Палиноспектры снежников отражают состав окружающего растительного покрова, но содержат дальнезаносные компоненты в заметном количестве. Соотношение пыльцы и спор региональных и локальных компонентов относительно дальнезаносных определяется пыльцевой продуктивностью анемофильных растений локальных и региональных фитоценозов.

Состав палиноспектров на поверхности ледника Романтиков в большой степени отражает особенности атмосферной циркуляции на южном склоне. Если сравнивать полученные результаты с результатами, полученными Т.Г.Суровой по леднику ИГАН[15], то заметно отличие. Ледник ИГАН расположен на высоте 1000-1200 м над уровнем моря. Палиноспектры ледника ИГАН характеризуются преобладанием пыльцы *Pinus sibirica* и *Betula sect. Nanae*. Пыльца сибирского кедра содержится в количестве близком к максимальному по сравнению с поверхностными пробами почв в долине реки Большая Хадата. Для образцов из льда характерно невысокое содержание пыльцы *Pinus sylvestris*, вероятно отражающее сезонное поступление пыльцы на поверхность ледника, в то время как на леднике Романтиков пыльца сосны доминирует. Пыльца лиственницы не встречена ни в снежном покрове, ни во льду, [16] возможно это связано с тем, что, попадая на снег, пыльца лиственницы быстро разрушается из-за пребывания в пресной воде. Пыльца лиственницы также не отмечена и на леднике Романтиков. Характерной особенностью палиноспектров из льда и снега на обоих ледниках является полное отсутствие пыльцы трав и спор зеленых мхов. Зато содержание спор сфагновых мхов в споров-пыльцевых спектрах ледника ИГАН превышает 50% от общего количества подсчитанных пыльцевых зерен и спор. Заметно высоко также содержание спор многожизненных папоротников [18]. Это подтверждает, что споры этих растений хорошо переносятся ветром, толстая спорина не дает разрушаться спорам, попавшим на лед. Палиноспектры из снежного покрова и льда в данном случае, по нашему мнению, отражают зимне-весеннюю составляющую регионального пыльцевого дождя, поскольку пыльца трав, цветущих в летний сезон отсутствует в палиноспектрах ледника ИГАН. На леднике Романтиков пыльца трав местных видов содержится в небольшом количестве, но при этом ее состав достаточно разнообразен. Возможно этому способствует локальные



ветры и возможно метелевый перенос, который в этом районе весьма интенсивен. Очевидно, что ледник Романтиков и ледник ИГАН находятся под воздействием различных воздушных масс. Присутствие пыльцы липы, вяза, лещины, клена и других широколиственных пород во льду и снежном покрове ледника Романтиков свидетельствует на наш взгляд о движении воздушных масс с юга на север вдоль Уральского хребта в период цветения широколиственных пород в мае-июне. Об этом же говорит и высокое процентное содержание пыльцы сосны обыкновенной, которая на Полярном Урале не встречается, а произрастает на Северном Урале. Известно, что в среднем дистанция, на которую переносится пыльца в благоприятных условиях (скорости ветра 23-39 км/час и наличие соответствующих атмосферных структур) составляет 1000-2500 км. [16] По разнообразию представленных в спектрах палинотаксонов можно сказать, что палиноспектры поверхностных проб ледника Романтиков близки к палиноспектрам, которые были определены на куполе Вавилова. [18] Очевидно, что причины этого сходства разные. На куполе Вавилова выпадение пыльцы происходит в результате внедрения среднеширотных фронтальных штормов в арктическую зону – это важная особенность синоптического режима высокой Арктики, которая в наибольшей степени способствует привносу дальнезаносной пыльцы, а также пыльцы и спор из тундровых и лесотундровых районов.

**Спорово-пыльцевая характеристика снега и льда Ямала.** Палиноспектры снежников речных и морских льдов формируются в том же режиме, что и палиноспектры ледников, т.е. здесь накапливаются палиноморфы и летнего и зимнего сезонов. Палиноспектры снежников подвергаются трансформации, связанной с режимом существования снежников. В течение лета во время таяния снега пыльца и споры частично стекают с поверхности снежников. В табл. 3 представлены наиболее насыщенные пыльцой и спорами образцы, содержание пыльцы и спор, в которых типично для тех подзон тундры, где они были отобраны.

**Таблица 3.** Состав пыльцы и спор в снегу п-вов Ямал, Гыданский (%)

Точка отбора и состав образца	Матюй-Сале снежник, пляж Карского моря, июль	Харасавэй, морская льдина, пляж, август	Устье р.Харасавая, Снежник, пляж Карского моря август	Р.Гыда снежник на пойме июль	Устье р.Гыда, лед из Гыданской губы июль	70 км к западу от п.Мыс Каменный снежник в овраге август	Мыс Каменный лед из Обской губы июль
Пыльца деревьев	12,3	14,3	11,7	12,4	13,1	30,6	29,6
Пыльца кустарников	1,5	14,3	12,7	15,1	25,3	10,6	0,6
Пыльца трав и кустарничков	46,0	55,9	52,1	32,3	55,1	54,1	49,4
Споры	40,2	15,5	23,5	40,3	5,4	4,7	20,4
<i>Larix</i>	-	0,6	0,5	-	-	-	0,6
<i>Pinus sibirica</i>	1	7,1	6,6	5,9	6,0	0,4	3,6
<i>Pinus silvestris</i>	-	3,6	1,4	-	-	0,7	5,1

Picea	-	3	1,9	-	-	0,4	2,1
Betula	8,8	-	1,4	6,5	7,7	25,9	15,2
Alnus	1	-	-	-	0,6	2,5	2,1
Betula sect. Nanae	1,5	6,5	10,3	11,3	7,7	10,6	0,6
Alnaster	-	1,8	2,3	-	3,0	0,7	-
Salix	-	6,0	-	-	11,3	-	-
Poaceae	23,7	24,4	21,1	13,5	19,6	4,2	14,0
Cyperaceae	13,3	29,7	9,4	13,0	24,0	10,5	14,4
Ericaceae	4,5	24,4	2,8	-	6,5	20,8	10,9
Artemisia	0,5	-	4,2	0,5	1,8	6,1	1,8
Asteraceae	1,0	-	0,5	-	-	0,8	0,9
Chenopodiaceae	1,0	-	-	-	-	-	-
Varia	-	1,8	14,1	3,0	1,8	14,7	5,1
Bryales	32,7	0,3	0,3	16,6	2,9	-	17,3
Sphagnum sp.	3,2	8,8	12,5	-	2,4	3,4	0,8
Polypodiaceae	1,3	1,6	0,8	-	-	0,9	-
Huperzia selago	0,5	-	-	-	0,6	-	1,1
Lycopodium sp	-	-	0,5	-	-	-	1,1
Equisetum sp	-	4,8	9,4	23,7	-	0,4	-
Экз/кв.м	129	132	214	77	83	229	379
Переотложенные, %,	4,8	7,9	2,2	-	2,0	0,5	1,3
Зерна с разрывными нарушениями, %	22,2	24,5	21,0	24,1	26,4	23,5	24,4
Сумма подсчитанных зерен	270	443	571	389	364	429	487

Отметим, что содержание пыльцевых зерен и спор с разрывными нарушениями близко для всех образцов от 22,2 до 26,4% от суммы подсчитанных пыльцевых зерен и спор.

Попавшие на снег пыльца и споры попадают в воду с низкой минерализацией. Пыльца лиственницы и пыльца других видов с низким содержанием спорополленина в такой среде быстро разрушается. [\[16\]](#)

Наличие пыльцевых зерен с разрывными нарушениями также обусловлено разрушающим действием кристаллов льда при снижении температуры на поверхности льда или снега ниже нуля. В целом состав палиноспектров снежников близок к составу субфоссильных почвенных проб и по содержанию дальнезаносной соответствует зональным палиноспектрам.

Состав палиноспектров снежников, речных и морских льдов также как и состав палиноспектров горных и полярных ледников отражает сезонность накопления пыльцы и спор. Так в палиноспектрах снежников и льдин, отобранных в августе содержание местной пыльцы гораздо выше, пыльца полыни отмечена даже на поверхности снежника в арктических тундрах.

Если сравнить палиноспектры снежника, образцы из которого были отобраны в августе и палиноспектры из льдины Обской губы, из образца отобранного в начале июля, то

заметно различие в содержании пыльцы кустарников. В июльском образце пыльца кустарников, в основном карликовой березки встречается единично и отражает возможность дальнего переноса.

В то время как на поверхности снежника в августе пыльца кустарников в районе п. Мыс Каменный на Ямале составляет более 10%. Отметим частую встречаемость спор сфагновых мхов и многоножковых папоротников в августовских палиноспектрах, это отражает их локальное происхождение.

Анализ состава палиноспектров выделенных с поверхности морского и губского льда, продемонстрировал близость состава палиноспектров со снежников и льдин. Это дало возможность установить, что исследованные льдины не были принесены течением из других районов.

Когда пыльцевые зерна и споры попадают на поверхность снежника или льда они подвергаются дополнительной деструкции при промерзании и таянии воды на поверхности снежника или льдины. Процентное содержание палиноморф с разрывными нарушениями во всех образцах превышает 20% и колеблется от 21% до 26,4%.

В образцах поверхностных проб с почвенного покрова в этих же районах содержание палиноморф с разрывными нарушениями в среднем составляет 3-5%.<sup>[16]</sup> Однако на поверхности почвенного покрова поврежденные пыльца и споры довольно быстро разрушаются, а на поверхности снежника они сохраняются несколько дольше.

Июльские палиноспектры, выделенные нами с поверхности льдин и снежников очень сходны с палиноспектрами из повторно-жильных льдов. В них также отражается пыльцевой дождь, состоящий преимущественно из дальнезаносных компонентов.

Поскольку основной источник питания повторно-жильных льдов – это талая снеговая вода, то состав пыльцы и спор в толще снежного покрова соответствует составу палиноспектров повторно-жильных льдов. Образец свежевыпавшего снега, отобранный в январе у пос. Харасавэй (табл. 4) содержал небольшое количество пыльцы. Однако состав палиноспектра очень показателен, он наглядно демонстрирует, какая пыльца переносится даже в зимнее время. Это пыльца сосны обыкновенной, верескоцветных, полыни и споры сфагновых мхов. Все эти палиноморфы могут попасть в повторно-жильный лед весной.

**Таблица 4.** Состав палиноспектров из свежевыпавшего снега в криолитозоне (экз.)

Состав образца	Точка отбора образца		Состав образца	Точка отбора образца	
	Пос. Харасавэй, январский снег	Низовья р.Колымы, снегопад в августе		Пос. Харасавэй, январский снег	Низовья р.Колымы, снегопад в августе
Пыльца деревьев	3	15	<i>Ericaceae</i>	1	1
Пыльца кустарников	–	9	<i>Artemisia</i>	3	4
Пыльца трав и кустарничков	4	31	<i>Asteraceae</i>		8

Споры	3	2	<i>Chenopodiaceae</i>		2
<i>Larix</i>		–	<i>Varia</i>		18
<i>Pinus sibirica</i>		8	<i>Bryales</i>		2
<i>Pinus silvestris</i>	3	3	<i>Sphagnum sp.</i>	3	–
<i>Picea</i>	–	3	<i>Polypodiaceae</i>	–	–
<i>Betula</i>	–	1	<i>Huperzia selago</i>	–	–
<i>Alnus</i>	–	–	<i>Lycopodium sp</i>	–	–
<i>Betula sect. Nanae</i>	–	6	<i>Equisetum sp</i>	–	–
<i>Alnaster</i>	–	2	Экз/л	11	114
<i>Salix</i>	–	1	Переотложенные,	1	–
<i>Poaceae</i>	–	3	Зерна с разрывными нарушениями, %	–	33
<i>Cyperaceae</i>	–	5	Сумма подсчитанных зерен	11	57

Состав палиноспектров из снега, выпавшего в районе разреза Бизон в низовьях Колымы, оказался очень интересным. В снегу была обнаружена недоразвитая пыльца разнотравья, трехбороздная с гладкой, тонкой, легко сминающейся экзиной без морфологических признаков.

В позднелейстоценовых палиноспектрах содержание подобной пыльцы может достигать 60-80%. Однако в современных поверхностных пробах такая пыльца практически не встречается, скорость ее разрушения очень велика.

Она быстрее съедается микрофауной. В снегу, выпавшем в конце второй декады августа такой пыльцы оказалось больше, чем других пыльцевых зерен.

На наш взгляд, высокое содержание недоразвитой пыльцы в снегу моделирует условия позднего плейстоцена. Вероятно, снег выпадал на цветущие растения и их пыльца консервировалась в снежном покрове и в сингенетически промерзающих отложениях. Весной недоразвитые пыльцевые зерна попадали в повторно-жильные льды во время снеготаяния.

Таким образом недоразвитая пыльца разнотравья попадала в снежный покров, в отложения формирующегося ледового комплекса и в сингенетические повторно-жильные льды в результате резкой смены температур, когда снег выпадал на цветущие растения.

Ещё раз подчеркнём, что в зимнем снеге в криолитозоне и в повторно-жильных льдах фиксируется наличие дальнезаносной пыльцы древесных, а также полыни и верескоцветных.

Вполне естественно, что отсутствует общая последовательность кульминаций тех или иных пыльцевых таксонов. Это означает, что растрескивание на данном участке происходило хаотично и не обязательно по осевой части ледяной жилы.

Для интерпретации данных палинологического анализа рассмотрим также химическую характеристику ледяных жил на пойме р. Ляккатосё. ПЖЛ 1 была расположена в

пониженной части высокой поймы р. Ляккатосё, а ПЖЛ 2 несколько выше. Это отразилось на особенностях химического состава ледяных жил. В ПЖЛ 1 минерализация в интервале от 1.4 -3.0 м составляет 48-88 мг/л и только на глубине 0.7-1.3 м минерализация повысилась до 188 мг/л. В ПЖЛ 2 (которая была изучена палинологически), минимальное содержание сухого остатка 90 мг/л на глубине 0.7-0.8 м, но в основном, минерализация льда гораздо выше: 152-196 мг/л. Показатель pH в ПЖЛ 1 соответствует среднему значению для снежного покрова 6.2-6.45.

В ПЖЛ 1 на пойме р. Ляккатосё отношение  $Cl^- / SO_4^{2-}$  характеризуется значениями 4.24-6.15, что демонстрирует влияние вод Обской губы, которое могло осуществляться посредством подтоплений в результате сгоно-нагонных явлений, подобных которым мы наблюдали в процессе полевых работ. Это отношение во льду ПЖЛ 2 несколько ниже. В интервале глубин 0.7-1.15 м отношение  $Cl^- / SO_4^{2-}$  составило 3.16-5.76, а в интервале 1.2-2.3 м это отношение имеет значения 0.54-1.15, т.е. лед нижней части жилы накапливался при незначительном участии подтопления речными водами.

Вероятно воздействием вод Обской губы можно объяснить заметное присутствие пыльцы ели, нехарактерное для повторно-жильных льдов Ямала.<sup>[16]</sup> Известно, что пыльца ели довольно хорошо переносится водой, и несколько хуже, по сравнению с пыльцой сосны, при помощи ветра. Поступление пыльцы ели в повторно-жильный лед в данном случае можно связать с подтоплениями поймы р. Ляккатосе водами Обской губы. Это подтверждается находками пыльцы ели на поверхности льдин из Обской губы

Снежный покров основной источник формирования повторно-жильных льдов, поэтому его можно рассматривать как депонирующую среду для пыльцы и спор, попадающих в повторно-жильный лед. Пыльца и споры содержатся в снегу в любых природных ландшафтах, в которых в течение низкотемпературного сезона сохраняется снежный покров. Наличие пыльцы или спор в снегу доказывает, что в палиносpectрах участвует дальнезаносная пыльца. В приполярных районах концентрация пыльцы в снегу очень низкая: от 1 до 15 пыльцевых зерен на литр талой воды, в снежном покрове полярных ледников их концентрация выше, и составляет до нескольких сотен пыльцевых зерен, это связано с тем, что на снег полярных ледников пыльца и споры выпадают круглый год, а в тундре, только когда формируется устойчивый снежный покров. Концентрация пыльцы и спор в подземных льдах в области развития многолетнемерзлых пород составляет в среднем 10-500 экз./л, в отдельных случаях достигая тысячи и более экземпляров.<sup>[4,5]</sup> Представляет интерес информация о пыльце и спорах, содержащихся в зимнем снеге. Образец свежеснеговывающего снега, возможно подвергнутому метелевому переносу, отобранный в январе у пос. Харасавэй, содержал небольшое количество пыльцы (см. табл. 4). Однако состав палиносpectра очень показателен, он наглядно демонстрирует, какая пыльца переносится даже в зимнее время. Это пыльца сосны обыкновенной, верескоцветных, полыни и споры сфагновых мхов. Пыльца и споры этих растений могут попасть в повторно-жильный лед из снега весной, когда снег начнет таять. Близкие по составу палиносpectры были получены В.В.Украинцевой, исследовавшей снег у Северного полюса. Отметим также значение фактора метелевого переноса для формирования палиносpectров в снегу. В зимний сезон метелевый перенос снега над поверхностью земли ветром, скорость которого превышает 5 м/с, частое атмосферное явление на Ямале. В течение всего сезона низких температур пыльца и споры, выпавшие на поверхность снежного покрова, перемещаются при возникновении метелей, которые здесь наблюдаются на Ямале с сентября по май.

Палиноспектр из снега, выпавшего в августе в низовьях р. Колыма (см. табл. 4) почти не содержал спор, пыльца древесных пород представлена дальнезаносной пылью сосен обыкновенной и сибирской, отсутствовала пыльца лиственницы, которая доминировала в растительном покрове в точке отбора снега. Поскольку снег характеризуется низкой минерализацией, то пыльца с низким содержанием спорополленина, к которой относится пыльца лиственницы, в такой среде быстро разрушается.<sup>[16]</sup> Палиноспектр из августовского снега содержал заметное количество локальной пыли разнотравья. Очевидно, что это один из путей попадания локальной пыли и спор в повторно-жильный лед. Конечно при условии, если снег выпадет и уже не будет таять до весны, тогда пыльца и споры, содержащиеся в самых нижних слоях снежного покрова могут попасть в повторно-жильный лед в период снеготаяния.

Июльские-августовские палиноспектры, выделенные нами с поверхности льдин и снежников очень сходны с палиноспектрами из повторно-жильных льдов, но отличаются от палиноспектров поверхностных проб. В них также отражается пылевой дождь, состоящий преимущественно из дальнезаносных компонентов.

Поскольку основной источник питания повторно-жильных льдов – это талая снеговая вода, то состав пыли и спор в толще снежного покрова в общем соответствует составу палиноспектров повторно-жильных льдов.

### **Выводы**

1. Пыльца и споры на поверхности и в толще снега - основной источник формирования палиноспектров в повторно-жильных льдах.
2. Сопоставление результатов палинологического анализа образцов горизонтального и вертикального направлений отбора в повторно-жильном льду показало, что отсутствует общая последовательность кульминаций тех или иных пылевых таксонов. Это доказывает хаотичность процесса растрескивания относительно оси жилы на данном участке.
3. Вертикальный и горизонтальный отбор образцов для палинологического анализа дополняют друг друга, поэтому для получения полной палинологической информации необходимо производить и горизонтальный и вертикальный отбор. Преимущество данных, полученных при вертикальном отборе, состоит в том, что мы получаем нормальный временной ряд событий. При горизонтальном отборе, учитывая хаотичность растрескивания мы получаем информацию об отдельных событиях, но не об их последовательности, что требует дополнительного датирования, например  $^{14}\text{C}$  AMS микровключений органики или пылевого концентрата.
4. Синхронные палиноспектры в повторно-жильных льдах характеризуются близким процентным содержанием дальнезаносных пыли и спор (региональный сигнал), содержание локальных компонентов может заметно различаться.

### **Библиография**

1. Васильчук Ю.К. Основные элементы стратегии полевого опробования повторно-жильных льдов для изотопного и радиоуглеродного анализа // Арктика и Антарктика. 2022. № 3. С.35-53. DOI: 10.7256/2453-8922.2022.3.38895 EDN: JIITKC URL: [https://e-notabene.ru/arctic/article\\_38895.html](https://e-notabene.ru/arctic/article_38895.html)
2. Opel T., Dereviagin A.Yu., Meyer H., Schirrmeister L., Wetterich S. Palaeoclimatic information from stable water isotopes of Holocene ice wedges on the Dmitrii Laptev Strait,

- northeast Siberia, Russia // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2011. Vol. 22. N1. P. 84-100. doi: 10.1002/ppp.667
3. Meyer H., Opel T., Laepple L., Dereviagin A.Yu., Hofmann K., Werner M. Long-term winter warming trend in the Siberian Arctic during the mid- to late Holocene // *Nature Geoscience*. (2015). Vol. 8. P. 122-125. doi: 10.1038/NGEO2349
4. Васильчук А.К. *Палинология и хронология полигонально-жильных комплексов в криолитозоне России* / Под ред. действительного члена РАН, профессора Ю.К. Васильчука. М.: Изд-во Моск ун-та. 2007. 488 с.
5. Васильчук А.К. *Палинология и хронология повторно-жильных льдов* / Диссертация на соискание ученой степени доктора географических наук. М. 2009. 362 с. Автореферат 50 с.
6. Юрковская Т.К., Сафронова И. Н. Зональное деление растительного покрова Западной Сибири // *Ботанический Журнал* 2019. Т. 104. № 1. С. 3-11.
7. <http://www.pogodaiklimat.ru/history/20967.htm>)
8. URL: <https://rp5>
9. URL: <http://www.pogodaiklimat.ru/history/20967.htm>
10. Трофимов В.Т., Васильчук Ю.К., Баулин В.В. и др. *Геокриология СССР. Западная Сибирь*. М.: Недра. 1989. 454 с.
11. URL: [pollendata.org](http://pollendata.org).
12. Буданцева Н.А., Васильчук Ю.К. Геохимический состав голоценовых повторно-жильных льдов Южного и Центрального Ямала // *Арктика и Антарктика*. 2017. № 1. С. 1-22. DOI: 10.7256/2453-8922.2017.1.22485 URL: [https://e-notabene.ru/arctic/article\\_22485.html](https://e-notabene.ru/arctic/article_22485.html)
13. Sarmaja-Korjonen K. Pollen rain in the winter // *The first meeting of Finnish palaeobotanists; state of the art in Finland. May 2-4 1990. Publications of Karelian Institute, University of Joensuu*. Ed. E. Gronlund. Vol. 102. 1992. P. 51-59.
14. Сурова Т.Г. Субрецентные спорово-пыльцевые спектры ледниковых районов Шпицбергена // *Материалы гляциологических исследований*. Вып. 43. 1982. С. 157-160.
15. Сурова Т.Г. Субрецентные спорово-пыльцевые спектры зон малого и большого снегонакопления на Полярном Урале // *Материалы гляциологических исследований*. Вып. 45. 1982. С. 130-136.
16. Васильчук А.К. *Особенности формирования палиноспектров в криолитозоне России*. М.: Изд-во Моск ун-та. 2005. 245 с.
17. Васильчук А.К., Васильчук Д.Ю. Палиноспектры ледников Полярного Урала // *Арктика и Антарктика*. 2020. № 4. С. 1-14. DOI: 10.7256/2453-8922.2020.4.34641 URL: [https://e-notabene.ru/arctic/article\\_34641.html](https://e-notabene.ru/arctic/article_34641.html)
18. Андреев А.А., Николаев В.И., Большиянов Д.Ю., Петров В.Н. Результаты палинологических исследований ледяного керна с ледникового купола Вавилова, Северная Земля // *Материалы гляциологических исследований*. Вып. 83. 1997. С. 112-120.

## Результаты процедуры рецензирования статьи

В связи с политикой двойного слепого рецензирования личность рецензента не раскрывается.

Со списком рецензентов издательства можно ознакомиться [здесь](#).

Предмет исследования являются, по утверждению автора, спорово-пыльцевые спектры в голоценовых ледяных жилах на пойме реки Лекатосё, Восточный Ямал.

Методология исследования исходя из анализа статьи можно сделать вывод отборе проб специально изготовленным кольцевым ледовым буром для спорово-пыльцевого анализа



проводился с учетом морфометрических особенностей ледяных жил с учетом количества и протяженности элементарных жилок. В условиях лаборатории осадок со дна флакона, отстоявшегося не менее 24 часов отбирался для анализа пыльцы и спор. Обработка образцов для анализа пыльцы включала испарение осадка, дефлокуляцию с использованием КОН, центрифугирование, фильтрацию через сита 40 мкм, 10 мкм и 2 мкм и помещение образцов пыльцы в глицерин. Идентификация пыльцы и спор производилась под световым микроскопом при увеличении 400х на базе авторской палинологической коллекции в лаборатории Северной геоэкологии МГУ им. М. В. Ломоносова. Автором также использовался метод литературного анализа, сравнительных характеристик объектов и процессов алгоритмического и математического моделирования.

Актуальность затронутой темы связано с тем, что исследование палиноспектры из повторно-жильного льда, полученные из образцов при вертикальном и горизонтальном отборе с учетом химического состава изучаемых ледяных жил для оценки интерпретационных возможностей результатов палинологического анализа повторно-жильных льдов голоценовые ледяные жилы на южной границе северных гипоарктических тундр, где пыльцевая продуктивность уже довольно высокая, что позволяет получить кондиционный счетный материал.

Научная новизна заключается в том, что автор статьи на основе проведенных исследований по сопоставлению результатов палинологического анализа образцов горизонтального и вертикального направлений отбора в повторно-жильном льду показало, что отсутствует общая последовательность кульминаций тех или иных пыльцевых таксонов. Это доказывает хаотичность процесса растрескивания относительно оси жилы на данном участке. Вертикальный и горизонтальный отбор образцов для палинологического анализа дополняют друг друга, поэтому для получения полной палинологической информации необходимо производить и горизонтальный и вертикальный отбор. Преимущество данных, полученных при вертикальном отборе, состоит в том, что мы получаем нормальный временной ряд событий.

Стиль, структура, содержание стиль изложения результатов достаточно научный. Статья снабжена богатым иллюстративным материалом, рисунки, фотографии и схемы иллюстративны уместны.

Библиография весьма исчерпывающая для постановки рассматриваемого вопроса.

Апелляция к оппонентам представлена в выявлении проблемы на уровне имеющейся информации, полученной автором в результате анализа.

Выводы, интерес читательской аудитории в выводах есть обобщения, позволяющие применить полученные результаты. Целевая группа потребителей информации в статье не указана.

Арктика и Антарктика

*Правильная ссылка на статью:*

Васильчук Ю.К. Ионный состав пластовых ледяных залежей Ямала: Бованенково, Еркутаяха и Мордыяха // Арктика и Антарктика. 2024. № 2. DOI: 10.7256/2453-8922.2024.2.71097 EDN: UYIDJX URL: [https://nbpublish.com/library\\_read\\_article.php?id=71097](https://nbpublish.com/library_read_article.php?id=71097)

## Ионный состав пластовых ледяных залежей Ямала: Бованенково, Еркутаяха и Мордыяха

Васильчук Юрий Кириллович

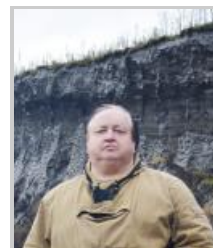
ORCID: 0000-0001-5847-5568

доктор геолого-минералогических наук

профессор; кафедра геохимии ландшафтов и географии почв; Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

119991, Россия, г. Москва, ул. Ленинские Горы, 1, оф. 2009

✉ [vasilch\\_geo@mail.ru](mailto:vasilch_geo@mail.ru)



---

[Статья из рубрики "Многолетнемерзлые породы и подземные льды Арктики, Антарктики и горных регионов"](#)

### DOI:

10.7256/2453-8922.2024.2.71097

### EDN:

UYIDJX

### Дата направления статьи в редакцию:

22-06-2024

**Аннотация:** Цель статьи – определить качественный и количественный ионный состав изучаемых трех пластовых ледяных залежей в центральной и южной частях Ямала: а) Бованенково, на берегу оз.Ханикосито; б) в верховьях р. Мордыяха и в) в долине р. Еркутаяха, сравнить его с ионным составом известных пластовых льдов Ямала (Бованенково, Харасавэй, Марре-Сале, Нейто, Юрибей, Сабетта) и сопряженных территорий (Гыда, Танама, Усть-Порт, Ледяная Гора) и на основании этого выявить генетическое сходство изучаемых залежей с пластовыми льдами, природа которых более определена. Все они относятся к ультрапресным льдам с концентрацией основных ионов от 20 до 40 мг/л. В ионном составе пластового льда Бованенково, на берегу оз. Ханикосито заметно преобладают катионы натрия, достигая 38,95 мг/л и калия до 21,76 мг/л в сильнопузырчатом прозрачном льду. В ионном составе пластового льда в верховьях р. Мордыяха заметно преобладают катионы натрия, достигая 68,51 мг/л в ледогрунте и 6,1 мг/л в чистом льду. Средняя концентрация анионов хлора в

пластовой ледяной залежи в верховьях р. Мордыяха заметно варьирует в разных типах льда и составляет 2,27 мг/л. В ионном составе пластового льда в долине р. Еркутаяха наблюдается примерно равное количество катионов натрия, достигающих 3,64 мг/л и калия и магния до 2,71 и 2,56 мг/л. Средняя концентрация анионов хлора в пластовой ледяной залежи в долине р. Еркутаяха варьирует в разных типах льда и составляет 0,76-1,48 мг/л. Ионный состав 3 изученных мощных залежей пластового льда в центральной и южной частях Ямала ближе всего к ионному составу голоценовых внутригрунтовых пластовых ледяных залежей близ пос. Сабетта и позднеплейстоценовых инфильтрационно-сегрегационных льдов у пос. Гыда. Это является основанием для вероятностного отнесения изучаемых пластовых льдов к залежам внутригрунтового типа, возникших при автохтонном промерзании межмерзлотных водоносных горизонтов.

#### **Ключевые слова:**

многолетнемерзлые попорды, пластовый лед, макроэлементы, катионы натрия, катионы калия, анионы сульфатов, анионы хлора, река Еркутаяха, река Мордыяха, Бованенково

*Работа выполнена в рамках проекта Российского научного фонда (грант № 23-17-00082).*

#### **Введение**

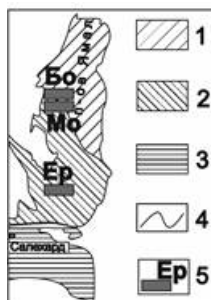
Химический состав ледяных пластов чаще всего пресный или ультрапресный, что в равной мере присуще и ледникам (и погребенным ледниковым льдам), и внутригрунтовым подземным льдам. Встречаются так же пресные пласты, залегающие в засоленных породах, и редко – засоленные льды в засоленных породах, поэтому химический состав может быть только вспомогательным показателем природы ледяных залежей.<sup>[8]</sup>

Одним из важных критериев для оценки природы пластовых ледяных залежей является приуроченность наиболее крупных массивов к территориям низменностей, которые в позднем плейстоцене испытывали влияние морских трансгрессий. Это п-ова Югорский, Ямал, Гыданский, Таймыр, Чукотка, Новосибирские о-ва, север Юкона, дельта р.Маккензи, острова Канадского арктического архипелага. Очень редки пластовые залежи на севере, в центральной части и на юге Якутии, в пределах Магаданской области, на Аляске (вне побережий), в Монголии, Китае и т.п.

Анализ большого массива данных о минерализации подземных льдов в разных районах криолитозоны России позволил автору разработать следующую классификацию: ультрапресные льды с минерализацией (мг/л) менее 50, пресные – 50–200, опресненные – 200–400, слабосоленые – 400–1000, среднесоленые – 1000–5000, сильнозасоленные – более 5000 мг/л.<sup>[3]</sup>

Цель статьи - определить качественный и количественный ионный состав изучаемых трех пластовых ледяных залежей в центральной и южной частях Ямала: а) Бованенково, на берегу оз.Ханикосито; б) в верховьях р.Мордыяха и в) в долине р. Еркутаяха, сравнить его с ионным составом известных пластовых льдов Ямала (Бованенково, Харасавэй, Марре-Сале, Нейто, Юрибей, Сабетта) и сопряженных территорий (Гыда, Танама, Усть-Порт, Ледяная Гора) и на основании этого выявить генетическое сходство изучаемых

залежей с пластовыми льдами, природа которых более определена.



**Рис. 1. Карта расположения исследованных пластовых льдов по п-ове Ямал:**

1 – 2 – сплошное с поверхности распространение многолетнемёрзлых пород (северная зона), 1 – низкотемпературных сингенетических многолетнемёрзлых пород, подстилаемых эпигенетическими (тундровая подзона), 2 – высокотемпературных многолетнемёрзлых пород – преимущественно эпигенетических (лесотундровая подзона); 3 – массивно-островного и островного с поверхности распространения многолетнемёрзлых пород (северо-таежная подзона); 4 – границы мерзлотных зон и подзон; 5 – расположение изученных пластовых льдов: Бо – Бованенково, Мо – в верховьях р. Мордыяха, Ер – в долине р. Еркутаяха

### Методы

Для проб из пластовых льдов использована методика выполнения измерений массовой концентрации катионов  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{NH}_4^+$  в пробах питьевой, минеральной, природной и сточной воды методом ионной хроматографии ФР.1.31.2005.01738, Диапазон определяемых концентраций 0,10-20,00 мг/дм<sup>3</sup>, а для определения анионов – использована методика выполнения измерений массовой концентрации  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{NO}_3^-$  в пробах питьевой, минеральной, природной и сточной воды методом ионной хроматографии ФР.1.31.2005.01724, Диапазон определяемых концентраций 0,10-20,00 мг/дм<sup>3</sup> и методика выполнения измерений массовой концентрации ионов в пробах природной, питьевой и сточной воды методом ионной хроматографии ПНД Ф 14.1:2.4.132-98, Диапазон определяемых концентраций по катионам 0,10-150,00 мг/дм<sup>3</sup>. Средства измерения: ионный хроматограф «Стайер», предел детектирования по хлорид-иону 0,02 мг/л.

Определения изотопного состава кислорода и водорода во льду жил выполнялось в лаборатории стабильных изотопов географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова на масс-спектрометре Delta-V Plus с использованием комплекса газ-бенч. Для калибровки измерений использовались Международные стандарты V-SMOW, GRES, SLAP. Погрешность определений составила  $\pm 1 \text{ ‰}$  для  $\delta^{2}\text{H}$  и  $\pm 0,4 \text{ ‰}$  для  $\delta^{18}\text{O}$ . Значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{2}\text{H}$  выражены в промилле относительно VSMOW.

У нас появилось предположение, пока недостаточно подтвержденное экспериментально, о том, что позднеплейстоценовые подземные льды могут содержать примесь водорода постседиментационного происхождения. Известно, что обычно позднеплейстоценовые отложения с высоким содержанием органики имеют весьма специфический, отличающий их от голоценовых, сероводородный запах. Это, скорее всего, результат освобождения заземленных пузырьков сероводорода при оттаивании мерзлых толщ и льдов. Возможно, форма нахождения сероводорода в подземных льдах не совсем обычна, и

даже из расплавов позднеплейстоценовых льдов сероводород выделяется не сразу. При повторном измерении изотопного состава одних и тех же образцов позднеплейстоценовых льдов методом уравнивания на масс-спектрометре с применением газ-бенча по измерениям значений  $\delta^{18}\text{O}$  воспроизводимость результатов была практически идеальной, в то время как результаты измерений величин  $\delta^2\text{H}$  различались в отдельных образцах (как правило, это 1-3 образца из 100) на несколько промилле. Повторные измерения в этих же сериях образцов стандартов SMOW-V и GISP обнаруживали идеальную сходимость для значений  $\delta^2\text{H}$ . Также в этих повторных измерениях хорошая сходимость и повторность результатов обнаружена для величин  $\delta^2\text{H}$  других видов льдов или вод подобного явления. Поэтому при интерпретации данных мы отдавали предпочтение распределению  $\delta^{18}\text{O}$  в пластовых льдах.

### Результаты

**Пластовые залежи у пос. Бованенково.** Территория в окрестностях пос. Бованенково относится к районам с наибольшей концентрацией пластовых льдов на Земле, наравне с низовьями р. Маккензи. Гетерогенные автохтонные и аллохтонные пластовые залежи у пос. Бованенково мощностью от первых метров до нескольких десятков метров, протяженностью в горизонтальных направлениях на сотни метров (иногда более километра) встречены в скважинах и во многих естественных обнажениях Бованенковского ГКМ. Часто ледяные пласты вскрываются рядом с газодобывающими сооружениями. Пластовые льды чаще прослеживаются под останцами третьей и второй террас (с абсолютными отметками от 15-20 до 40 м), а также в пределах поймы. [\[5,7,15,16,20,22,30,31\]](#) Даже под руслом реки Сеяха были отмечены пластовые льды мощностью от 7 до 9 м.

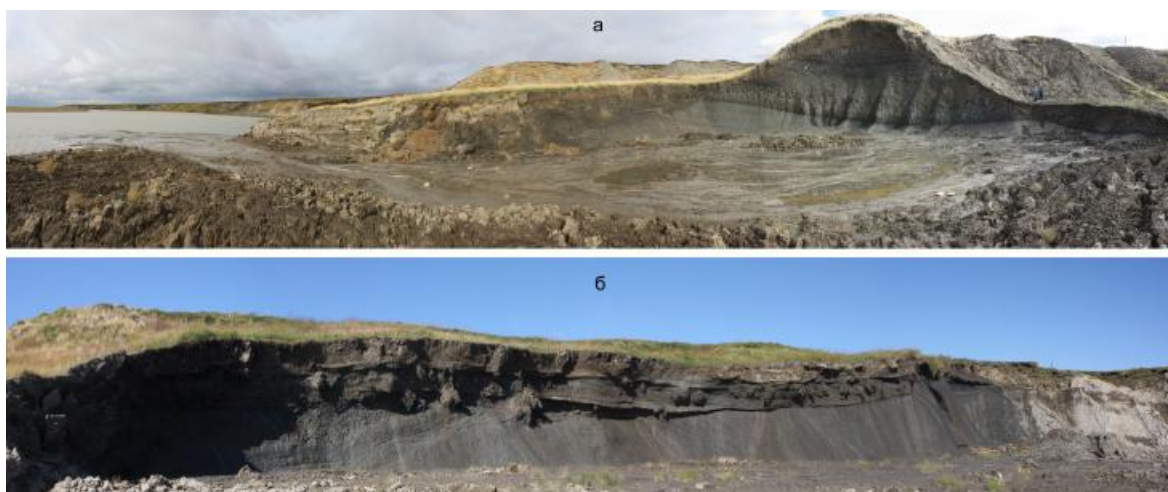


Рис. 2. Мощные пластовые льды на территории Бованенковского ГКМ. Фото Д. Ю. Некрасова

К настоящему времени удалось проанализировать данные примерно с 3 тыс. скважин глубиной от 10 до 100 м, пробуренных в пределах территории Бованенковского ГКМ на междуречье рек Надуйяха и Нгурияха, из которых в 260 были вскрыты пластовые льды. [\[5,31\]](#) Основная масса ледяных залежей размещается в позднеплейстоценовых породах прибрежно-морского генезиса, реже – в аллювиальных, склоновых или озерно-болотных осадках. Пластовые льды перекрываются либо глинистыми морскими и прибрежно-морскими осадками, либо суглинистыми делювиальными осадками.

Первые слагают цоколи террас и покрыты сверху слоем более молодых

позднеплейстоценовых песчано-суглинистых осадков.

Вторые покрывают склоны террас площадью мощностью 1-6 м. Иногда пластовые залежи перекрываются более молодыми голоценовыми озерно-болотными отложениями.

Пластовые льды, чаще всего, имеют форму линз разной толщины, выклинивающихся по простирацию. Бурение сотен скважин, вскрывших лед, показывает, что кровля залежей льда располагается как непосредственно у подошвы сезонно-талого слоя на абсолютных отметках 25-30 м, так и на глубинах более 50 м от дневной поверхности. Подошва этих залежей была встречена на глубинах от 1 до 57 м.

Вариации стабильных изотопов кислорода и водорода. Изотопно-кислородный состав (значения  $\delta^{18}\text{O}$ ) образцов, отобранных из пластовых льдов, варьирует от  $-12,49$  до  $-22,95\text{‰}$ . Значения  $\delta^2\text{H}$  колеблются от  $-91,7$  до  $-177,1\text{‰}$ . Дейтериевый эксцесс ( $d_{\text{exs}}$ ) изменяется от  $3,4$  до  $10,6\text{‰}$ .

В ранее опубликованных работах [\[5,20,30\]](#) показано, что значения  $\delta^{18}\text{O}$  в пластовых льдах Бованенковского месторождения варьируют от  $-11,23$  до  $-25,2\text{‰}$ . По данным проведенных В.И. Соломатиним и М.А. Коняхиным 142 определений, более 60% значений  $\delta^{18}\text{O}$  попадают в сравнительно узкий диапазон от  $-16$  до  $-20\text{‰}$ .

Значения  $\delta^{18}\text{O}$  в белесом пузырчатом льду составляют от  $-18,4$  до  $-22,4\text{‰}$  (в среднем равно  $-20,4\text{‰}$ ), в "хрустальном" льду  $\delta^{18}\text{O}$  варьирует от  $-17,4$  до  $-25,4\text{‰}$  (в среднем  $-22,7\text{‰}$ ), в ледогрунте  $\delta^{18}\text{O}$  составляет  $-12,5\text{‰}$ .

Ю.К.Васильчук [\[5\]](#) также получил весьма однородный изотопный профиль по пластовым льдам, вскрытым на глубине от 28 до 32 м в скважине 34-Р, где значения  $\delta^{18}\text{O}$  варьировали от  $-16,95$  до  $-18,29\text{‰}$ , а величины  $\delta^2\text{H}$  – от  $-131,7$  до  $-146\text{‰}$ .

Такие же однородные изотопные профили были получены и по пластам 1 и 3, где вариации значений  $\delta^{18}\text{O}$  не превысили  $1\text{‰}$ , а вариации  $\delta^2\text{H}$  составили менее  $4\text{‰}$ .

В скважине 34-Р в интервале глубин от 28,5 до 32,4 м изотопный состав пластового льда достаточно однороден. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  варьируют от  $-16,95$  до  $-18,89\text{‰}$ ,  $\delta^2\text{H}$  – от  $-131,7$  до  $-146,0\text{‰}$  (таким образом, диапазон вариаций  $\delta^{18}\text{O}$  составляет  $1,94\text{‰}$ , а  $\delta^2\text{H}$  –  $14,3\text{‰}$ ).

По средним абсолютным значениям этот лед является наиболее изотопически тяжелым по сравнению с другими изученными здесь пластовыми залежами. Среднее значение  $\delta^{18}\text{O}$  равно  $-18,1\text{‰}$ , среднее значение  $\delta^2\text{H} = -140,6\text{‰}$ .

Изотопно-кислородная и дейтериевая кривые имеют одинаковую конфигурацию, что, скорее всего, указывает на равновесные условия фракционирования при формировании пластового льда.

В пластовой залежи № 1 изотопные значения в ледяном шестиметровом пласте очень однородны и варьируют по значениям  $\delta^{18}\text{O}$  от  $-21,55$  до  $-22,74\text{‰}$ , а по  $\delta^2\text{H}$  – от  $-163,1$  до  $-171,3\text{‰}$ . Таким образом, диапазон вариаций значений  $\delta^{18}\text{O}$  составил  $1,19\text{‰}$ , а  $\delta^2\text{H}$  –  $8,2\text{‰}$ . Среднее значение  $\delta^{18}\text{O}$  составило  $-22,14\text{‰}$ , а среднее значение  $\delta^2\text{H}$  равно  $-167,14\text{‰}$ .

Характер изотопных кривых указывает на то, что эти незначительные изменения содержания стабильных изотопов происходят синхронно для величин  $\delta^{18}\text{O}$  и для  $\delta^2\text{H}$ .

В пластовой залежи №3 изотопные значения в двухметровой толще льда очень однородны: значения  $\delta^{18}\text{O}$  варьируют от  $-22,4$  до  $-23,13\text{‰}$ , а  $\delta^2\text{H}$  – от  $-173,1$  до  $-177,1\text{‰}$  (т.е. изменения значений  $\delta^{18}\text{O}$  не превышают  $1\text{‰}$ , а изменения  $\delta^2\text{H}$  не больше  $5\text{‰}$ ). Среднее значение  $\delta^{18}\text{O}$  составляет  $-22,78\text{‰}$ , среднее значение  $\delta^2\text{H}$  равно  $-175,2\text{‰}$ . Изменение содержания дейтерия также происходит согласно изменению содержания стабильного кислорода. [\[5\]](#)

Вместе с тем в одном из обнажений была встречена пластовая залежь №4, содержание стабильных изотопов в которой очень значительно варьирует и составляет по величине  $\delta^{18}\text{O}$  около  $10\text{‰}$ , а по  $\delta^2\text{H}$  около  $80\text{‰}$ .

В верхнем образце льда с глубины  $0,2$  м отмечены максимальные изотопные значения ( $\delta^{18}\text{O} = -12,49\text{‰}$ ;  $\delta^2\text{H} = -91,7\text{‰}$ ), а минимальные значения зафиксированы на глубине  $0,9$  и  $1,9$  м ( $\delta^{18}\text{O}$  менее  $-22\text{‰}$ ;  $\delta^2\text{H}$  менее  $-169\text{‰}$ ). Если не брать в расчет верхний образец с аномально тяжелыми значениями, то величина  $\delta^{18}\text{O}$  в интервале глубин  $0,3$ - $2,8$  м варьирует от  $-16,85$  до  $-22,75\text{‰}$ , а  $\delta^2\text{H}$  – от  $-129,6$  до  $-171,9\text{‰}$ . Таким образом, диапазон вариаций по значениям  $\delta^{18}\text{O}$  составляет  $5,9\text{‰}$ , а по  $\delta^2\text{H}$  достигает  $42,3\text{‰}$ . Среднее значение  $\delta^{18}\text{O}$  равно  $-19,13\text{‰}$ , средняя величина  $\delta^2\text{H}$  –  $-146,3\text{‰}$ . [\[5\]](#)

Такие существенные вариации, как было показано ранее Ю.К.Васильчуком [\[3\]](#), с большой долей достоверности свидетельствуют о льдовыделении при промерзании водонасыщенных грунтов в условиях закрытой системы (линзы сингенетических сегрегационных льдов в устье реки Гыда характеризовались экстремально большими вариациями значений  $\delta^{18}\text{O}$  от  $-16$  до  $-34\text{‰}$ ).

Характер распределения стабильных изотопов в пласте 4 заставляет думать о первоначальном формировании изотопически более тяжелого льда в самой верхней и в самой нижней частях пласта, где значения  $\delta^2\text{H}$  выше ( $-130\text{‰}$ ), и о последующем образовании центральной части пласта, где значения  $\delta^2\text{H}$  заметно ниже ( $-140\text{‰}$ ).

#### **Пластовый лед в долине р.Сеяха (Мутная) на берегу оз.Ханикосито, у пос. Бованенково.**

**Строение и изотопный состав ледяной залежи Бованенково, на берегу оз.Ханикосито.** На территории Бованенковского НГКМ исследовано обнажение пластовых льдов в северной части озера Ханикосито (точка Л). Обнажение пластового льда вскрывается в бортах термоцирка по его периметру (рис. 5, 6). Вершина термоцирка располагается в  $130$  м от берега озера. Видимая часть обнажения имеет ширину около  $30$  м, высоту  $6$  м. [\[15\]](#)

В разрезе в вершине вскрываются:

$0$ - $12$  см – оторфованный бурый легкий суглинок с включениями сфагновых мхов.

$12$ - $20$  см – серовато-бурый средний суглинок с выраженной угловато-крупитчатой структурой.

$20$ - $85$  см – оглеенный сизоватый средний суглинок



85-200 см – серый и бурый ледогрунт (табл. 1.)

200-600 см – пластовый лёд.

Дж. Васильчук и И.Шоркуновым произведен горизонтальный отбор образцов на глубине 3 м через каждые 5-10 см, и вертикальный отбор до глубины 6 м.[\[15\]](#)



Рис. 3. Пластовый лёд на территории Бованенковского ГКМ, на берегу оз.Ханикосито. Фото Дж. Ю. Васильчук

Таблица 1. Описание отложений верхней части толщи, вмещающей позднеплейстоценовые пластовые льды в районе Бованенковского НГКМ, на берегу оз.Ханикосито. Из [\[15\]](#)

Глубина, см	Описание	Пачка
85-95	Ледогрунт мелкошлировый (мощность шлиров льда 0,5-3 мм на расстоянии 2 мм-1 см)	I (85-125 см) пласт ледогрунта прослеживающийся вдоль всего разреза. Переход к нижележащей пачке постепенный по размеру и кол-ву обломков суглинка, а также по характеру криогенной структуры.
100-110	Ледогрунт с сетчатой криотекстурой, с включениями грунта размером от 1 до 3 см	
110-125	Прозрачный лед с пузырьками воздуха и призматическими осколками суглинка	
130-150	Мелкосетчатая криогенная текстура, осколки грунта размером 1-3 мм.	II (130-170) ледогрунт, суглинок бурого цвета со
	Крупносетчатая криотекстура	

150-170	крупносетчатая криотекстура, лед прозрачный с пузырьками воздуха	льдом	
170-180	III а – песчано-суглинистый ледогрунт, с сетчатой криотекстурой (размер ячеек от 2-3 мм до 2-3 см)		
180-190	III б – песок слоистый, с массивной криотекстурой и тонкими шлирами льда, наклоненных под углом 45°		
180-190			
190-200	III в – наклонная линза песка во льду		
210-220	Песок сильно оглиненный, со среднешлировой криотекстурой		

По пластовому льду в долине р.Сеяха (Мутная) на берегу оз.Ханикосито получены довольно высокие значения  $\delta^{18}\text{O}$ , варьирующие от  $-17,9$  до  $-20,5\text{‰}$  и  $\delta^2\text{H}$ , варьирующие от  $-137,5$  до  $-150,2\text{‰}$ . Еще более высокие значения изотопного состава получены по перекрывающему пластовый лед ледогрунту: значения  $\delta^{18}\text{O}$  от  $-12,6$  до  $-14\text{‰}$  и величины  $\delta^2\text{H}$  от  $-97,5$  до  $-105,1\text{‰}$ . [15]

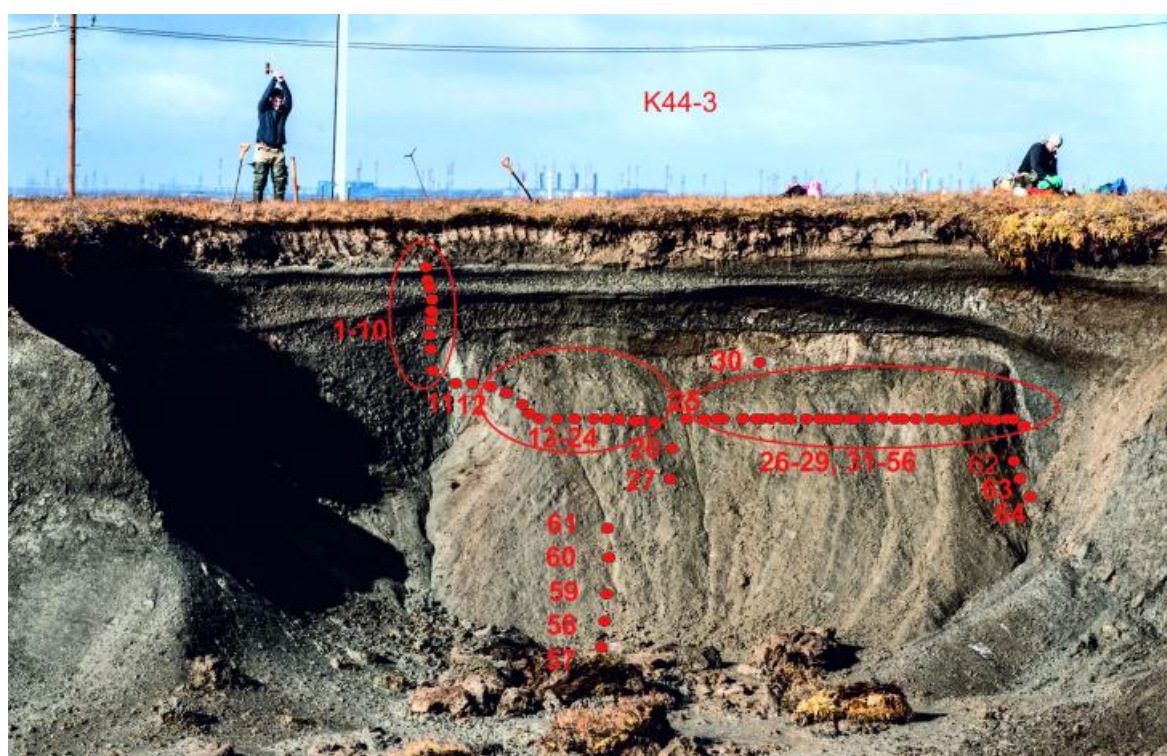


Рис. 4. Отбор образцов из пластового льда на территории Бованенковского ГКМ, на берегу оз.Ханикосито. Фото Дж. Ю. Васильчук

**Ионный состав пластового подземного льда у пос. Бованенково.** В ионном составе пластового льда Бованенково, на берегу оз.Ханикосито заметно преобладают катионы  $\text{Na}^+$ , достигая  $38,95$  мг/л в мутном льду с крупными включениями суглинка и  $\text{K}^+$  до  $21,76$  мг/л в сильнопузырчатом прозрачном льду с крупными кристаллами (табл. 2).

Средняя концентрация анионов хлора в пластовой ледяной залежи Бованенково, на берегу оз.Ханикосито составляет  $3,13$  мг/л, а разброс в разных частях залежи - от  $1,73$  до  $27,02$  мг/л. Средняя концентрация сульфатов составляет  $1$  мг/л, а разброс в разных частях залежи - от  $0,22$  до  $4,1$  мг/л.

Таблица 2. Ионный состав пластового подземного льда Бованенково, в долине р.Сеяха (Мутная) на берегу оз.Ханикосито точка Л, отбор образцов по горизонтали 8 сентября 2015 г.

По- ле- вой №	Глу- бина, м	Тип льда	Na <sup>+</sup> , мг/л	K <sup>+</sup> , мг/л	Mg <sup>2+</sup> , мг/л	Ca <sup>2+</sup> , мг/л	Cl <sup>-</sup> , мг/л	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , мг/л	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , мг/л
11л	3,0	Лед, прозрачный, крупнокристаллический	3,01	1,81	1,60	2,47	1,90	0,10	0,70
12л	3,0	Лед, мутный, серовато-белесый с примесью тонких глинистых частиц и осколков грунта	5,78	2,15	1,37	2,05	4,92	0,10	1,28
13л	3,0	Лед, мутный, сероватого цвета, мощностью до 8-10 см, кристаллы до 5 см	4,42	1,47	1,84	3,52	3,06	0,10	0,74
14л	3,0	Прозрачный лед, крупнокристаллический с удлинёнными пузырьками	2,97	0,91	0,74	1,44	1,89	0,10	0,44
15л	3,0	Мутный полосчатый лед с осколками суглинка от 0,1 до 5 мм с редкими пузырьками.	3,80	0,86	0,90	2,16	2,44	0,10	0,60
16л	3,0	20 см слой. Сильно мутный, контрастно-полосчатый лед серый с большим количеством включений суглинка, размером от 1 мм до 0,5–2 см, местами линзы ледогрунта шириной 3-4 см	9,20	3,16	3,44	7,66	3,76	0,10	1,56
17л	3,0	прозрачный, местами мутноватый, слабо полосчатый, крупнокристаллический лед со значительной примесью тонкодисперсного суглинка. Пузырьки по границе со следующим слоем.	3,13	1,23	1,29	2,90	1,76	0,10	0,62
18л	3,0	Мутный, светло-серый тонкополосчатый лед с мелкими до 3 мм включениями суглинка и большим количеством тонкодисперсного суглинка неравномерно дифференцированного по высоте. Местами крупные скопления пузырьков воздуха размером около 1 мм	2,87	1,03	0,91	8,97	1,63	0,10	0,48
19л	3,0	Более темный, серый тонкослоистый лед, мутный с большим количеством включений суглинка размером до 1 см.	13,07	2,90	4,09	9,41	2,90	0,10	1,32
20л	3,0	Мутный лед. Полоски неясно выражены. Крупные включения суглинка в виде призм размерами до 4 см.	9,40	2,24	3,47	6,77	4,56	0,10	1,32
21л	3,0	Тонкополосчатый лед, темно-серый, шириной 5 см слой с мелкими включениями суглинка размером до 4 мм.	16,78	3,05	4,15	11,24	7,83	0,10	1,88

Продолжение таблицы 2. Ионный состав пластового подземного льда Бованенково

22л	3,0	Крупно-полосчатый лед, светло-серый, мутный с полосами более прозрачного льда шириной 0,5 – 1 см.	3,71	1,54	1,98	4,61	1,86	0,10	0,76
23л	3,0	крупнополосчатый, мутный серый с редкими крупными включениями суглинка, местами мелкокристаллическая структура грани которой подчеркнуты пленками суглинка	3,55	1,41	1,23	3,23	1,86	0,28	1,29
24л	3,0	светло-серый лед, мутный широкополосчатый (1-3 см)	9,30	2,32	2,89	6,51	3,80	0,10	1,90
25л	3,0	Мелкополосчатый, очень мутный, темно-серый лед с включениями суглинка 3-7 мм, ширина волнистых полос 0,5-4мм	4,35	1,20	1,15	2,67	2,14	0,13	0,75
26л	3,0	Светло-серый мутный лед с редкими мелкими пузырьками воздуха 0,5 мм и редкими включениями суглинка 0,5-4мм	12,70	2,32	2,91	6,89	4,17	0,10	1,22
27л	3,0	Полосчатый лед, мутный с ясно выраженными полосками прозрачного льда без суглинистых включений с редкими пузырьками.	5,99	2,01	1,80	4,06	2,75	0,10	0,91
28л	3,0	Прозрачный лед из замка складки, прослой шириной около 0-15 см, лед практически прозрачный с небольшими зонами мутного льда с очень тонкодисперсным суглинком.	9,74	2,17	2,74	7,51	4,33	0,10	1,52
29л	3,0	Лед прозрачный, кристаллы 2-5 см, с редкими пузырьками до 1 мм диаметром	2,86	0,76	0,78	1,60	1,76	0,10	0,57
30л	3,0	Лед, прозрачный, крупнокристаллический кристаллы до 2-5 см с редкими пузырьками до 1 мм диаметром	1,57	3,04	0,11	0,15	3,28	0,10	0,22
46л	3,0	Сильнопузырчатый прозрачный лед, крупнокристаллический 1-2-4 см, пузырьки крупные до 1 см	5,01	21,76	0,61	1,98	27,02	0,10	0,27
49л	3,0	Мутный лед, светло-серый с крупными включениями суглинка до 1 см	38,95	8,54	12,48	24,45	19,34	0,57	3,07
50л	3,0	Прозрачный лед с редкими пузырьками льда и средними кристаллами	12,90	3,83	5,32	10,38	14,89	0,51	4,10

Определение химического состава пластового льда в районе Бованенковского НГКМ показало, что в составе ионов преобладают  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{HCO}_3^-$ . Концентрация натрия варьирует от 1,6 до 9,4 мг/л, в некоторых образцах достигая значений 12,7-16,8 мг/л, кальция – от 6,9 до 11,2 мг/л, концентрация гидрокарбонатов варьирует от 13,4 до 25,5 мг/л. Общая минерализация льда изменяется от 9,7 до 70,4 мг/л, составляя в среднем 33 мг/л. Лед, содержащий включения суглинка, как правило, характеризуется наиболее высокими значениями преобладающих ионов и минерализации, в образце льда с



крупными включениями суглинка содержание  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{HCO}_3^-$  составило 39, 34,5 и 62 мг/л, соответственно, а минерализация достигла 168 мг/л. [15] Соотношение  $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$  в большинстве образцов льда составило 2-4, в трех образцах достигало значений до 100. Значения соотношения  $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$  выше 20-40 отмечено в солоноватоводных подрусловых таликах рек бассейна Обской губы и в соленых водах крипэгов Центрального Ямала. [12]



Рис. 5. Ионный состав пластового подземного льда Бованенково, в долине р.Сеяха (Мутная) на берегу оз.Ханикосито

#### Пластовые ледяные залежи в верховьях р.Мордыяха

##### **Строение и изотопный состав ледяной залежи в верховьях р.Мордыяха.**

Гетерогенная пластовая ледяная залежь с парагенетическим сочетанием автохтонного сегрегационного ледяного пласта (рис. 6, а) и автохтонного инъекционного пластового льда (рис. 6, б) с сингенетическими повторно-жильными льдами в верховьях р.Мордыяха исследована нами в августе 2011 г. Здесь залежь мощностью более 4 м с нормальной горизонтальной слоистостью по латерали переходит в вертикально-слоистый лёд и пересекается мощными 4-5-метровыми сингенетическими повторно-жильными льдами (рис. 6, 7). Это весьма редкое сочетание в едином разрезе пластовых и сингенетических повторно-жильных льдов. Ранее на территории Российской криолитозоны такие сочетания встречались единично.

В августе 2011 г. Ю.К. Васильчуком и Н.А. Буданцевой была описана новая пластовая ледяная залежь (рис. 6), располагающаяся в верховьях р.Мордыяха на центральном Ямале, на абсолютных отметках 66-70 м. [11]

Здесь ледяная залежь мощностью более 4 м с нормальной горизонтальной слоистостью по латерали переходит в вертикально слоистый лёд (см. рис. 7).

Гетерогенная ледяная залежь пересекается мощными 4-5-метровыми сингенетическими повторно-жильными льдами (см. рис. 7, а). Ледяные жилы, сложены вертикальнослоистым желтовато-серым льдом

Слои льда вскрываются в левой части обнажения под углом 65-75°. В центральной части обнажения лед относительно чистый, и слоистость просматривается за счет прослоев льда разного цвета. Ширина этих прослоев от 1-3 до 10-15 см.

Влево этот лед постепенно переходит в ледогрунт также косо-вертикально ориентированный. Грунтовые прослои представлены серой супесью. Ближе к периферии залежи, влево, количество грунта возрастает, и примерно в 10 м от центральной

ледяной части пластовая залежь заканчивается и вмещающими отложениями здесь является серый песок.

Вправо от центральной части, где фиксируется косо-вертикально-слоистый лёд, в верхней части расположена несколько более поздняя вкладка, представленная горизонтально-слоистым льдом. Ширина этой вкладки около 10-12 м, высота – 2,5-3 м.

Распределения значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  вполне отвечает гетерогенному происхождению пластов. [\[11\]](#)

Изотопный состав льды и косо-вертикально ориентированного ледогрунта, расположенного в левой части обнажения демонстрирует весьма незначительные изотопные вариации: изменение значений  $\delta^{18}\text{O}$  во льду составляет около 1‰, – от –22,4 до –23,3‰, что указывает на сегрегационный характер льдообразования в условиях открытой системы. [\[11\]](#)

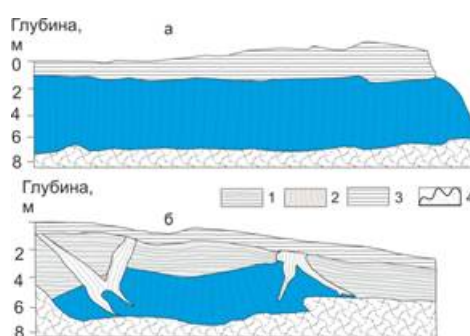


Рис. 6. Гетерогенная пластовая ледяная залежь: парагенез вертикально-слоистого (а) и горизонтально-слоистого (б) внутригрунтовых инъекционно-сегрегационных пластовых льдов, а также рассекающего их плейстоценового повторно-жильного льда в толще казанцевских отложений в верховьях р.Мордыяха, Центральный Ямал (по Ю.К.Васильчуку [\[7,11\]](#)): 1 – сегрегационный горизонтально- и субгоризонтально-слоистый лёд и ледогрунт; 2 – инъекционный вертикально-слоистый лёд и ледогрунт; 3 – перекрывающий суглинок; 4 – оплывина; 5 – повторно-жильный лёд



Рис. 7. Пластовый лёд в верховьях р. Мордыяха ГКМ: вертикально-слоистый(а) и горизонтально-слоистый (б). Фото Н.А. Буданцевой (а) и Ю.К. Васильчука (б)

**Ионный состав пластового подземного льда в верховьях р.Мордыяха.** В ионном составе пластового льда в верховьях р.Мордыяха заметно преобладают катионы  $\text{Na}^+$ , достигая 68,51 мг/л в ледогрунте и 6,1 мг/л в хрустальном и стекловатом льду с небольшим количеством включений супеси (табл. 3).



Средняя концентрация анионов хлора в пластовой ледяной залежи в верховьях р.Мордыяха заметно варьирует в разных типах льда и составляет: в хрустальном и стекловатом льду с небольшим количеством вертикальных включений супеси 2,27 мг/л, а разброс в разных частях залежи - от 1,12 до 6,76 мг/л. Средняя концентрация сульфатов в хрустальном и стекловатом льду составляет 2,36 мг/л, а разброс в разных частях залежи - от 1,22 до 4,1 мг/л.

Средняя концентрация анионов хлора в ледогрунте составляет 7,0 мг/л, а разброс в разных частях залежи - от 2,50 до 15,96. Средняя концентрация сульфатов в ледогрунте составляет 9,76 мг/л, а разброс в разных частях залежи - от 3,03 до 20,27 мг/л.

Таблица 3. Ионный состав пластового и повторно-жильного подземного льда в верховьях р.Мордыяха

Номер образца	Тип льда	Глубина, м	Na <sup>+</sup> , мг/л	K <sup>+</sup> , мг/л	Mg <sup>2+</sup> , мг/л	Ca <sup>2+</sup> , мг/л	Cl <sup>-</sup> , мг/л	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , мг/л	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , мг/л
<i>Пластовый лёд в термоцирке</i>									
11-YuV-2/3	Пластовый лёд,	6	6,10	1,59	0,56	0,74	1,12	2,78	4,45
11-YuV-2/4	стекловатый, вертикально-слоистый, в 6 м от правого края пласта	6,5	1,44	0,96	0,55	1,30	1,72	4,42	1,57
11-YuV-2/5	Ледогрунт	7	16,33	3,10	1,71	1,95	2,50	10,60	20,27
11-YuV-2/6		7,5	68,51	4,96	3,31	2,71	15,96	8,13	5,99
11-YuV-2/7	Ледогрунт, в 1 м левее обр.2/3	6	6,20	1,52	1,65	2,26	2,54	3,55	3,03
11-YuV-2/8	Хрустальный лёд с небольшим количеством вертикальных включений супеси светло-серой	6	1,69	1,46	0,66	0,87	1,71	3,49	1,73
11-YuV-2/9	Тот же лёд, на 2 м левее обр.2/3	6	2,62	1,57	0,96	1,05	2,27	6,36	1,97
11-YuV-2/10	Тот же лёд, на 3 м левее обр.2/3	6	3,42	1,41	0,81	0,82	1,12	4,93	2,90
11-YuV-2/11	Тот же лёд, на 4 м левее обр.2/3	6	2,91	0,94	0,52	0,75	1,22	1,91	2,00
	Тот же лёд								

11-YuV-2/12	на 4 м левее обр.2/3 и на 1 м ниже	7	4,10	1,58	0,88	0,76	6,76	2,61	1,98
11-YuV-2/13	Пылеватый темно-серый льдистый вертикально-слоистый песок со льдом	9-10	144,00	7,30	5,28	2,52	80,00	14,23	16,81

### Пластовые ледяные залежи в долине р.Еркутаяха

#### **Строение и изотопный состав ледяных залежей в долине р.Еркутаяха.**

Гетерогенная пластовая ледяная залежь <sup>[6]</sup> с парагенетическим сочетанием автохтонного сегрегационного ледяного пласта и автохтонного инъекционного пластового льда на левом берегу исследована нами в июле 2010 г. на Южном Ямале, в урочище Яролабхана, близ разъезда 10 на 222 км железной дороги Обская-Бованенково, в 4 км ниже железнодорожного моста. Это самое южное из изученных на Ямале местонахождений пластовых льдов. В обнажении высотой 18-20 м, сложенном преимущественно слоистыми песками, вскрывается лёд двух типов: в центральной части вскрыт шток деформированного льда вертикального направления, а на контакте с ним по обеим сторонам – дислоцированная слоистая пластовая залежь (рис. 8, 9).

Изученное Ю.К. Васильчуком и Н.А. Буданцевой обнажение пластового льда располагается на Южном Ямале, на левом берегу р.Еркутаяха (68°1'18" с.ш., 68° 51'39" в.д.). <sup>[7,10]</sup> Это самое южное из изученных на Ямале местонахождений пластовых льдов.

В обнажении высотой 15-18 м вскрывается дислоцированная пластовая залежь общей протяженностью около 100 м, которую вмещают преимущественно слоистые пески. Наиболее полно ледяная залежь вскрыта в цирке.

В центральной части цирка пластовая залежь залегает прямо под слоем сезонного протаивания, она здесь резко задрана кверху и срезана, скорее всего, постгенетическим субаквальным протаиванием. В апикальной части цирка залежь перекрыта голоценовыми озёрно-болотными осадками мощностью около 1 м.

По обе стороны от центральной части залежи ледяные слои круто наклонно падают (см. рис. 8 и 9) и уже через 15 м кровля ледяной залежи оказывается на глубине 8 м.

Лед внутри залежи характеризуется существенно различной криотекстурой. Это преимущественно лёд четырёх типов: 1) лёд чистый матовый белый, с большим количеством газовых ксеногенных включений; 2) лёд "хрустальный" прозрачный, иногда с включениями грунта; 3) лёд серый со стальным отливом, слоистый, слоистость параллельна наклону верхней поверхности ледяной залежи; 4) лед серый блочный, залегает в виде черепицы.

В общем сложении залежи нами <sup>[10]</sup> выделена центральная дислоцированная часть – шток с вертикально и субвертикально залегающими слоями льда (лёд здесь хрустальный и грязно-серый с большим количеством минеральных включений) и две периферийные части, сложенные горизонтально-слоистым льдом (лёд здесь преимущественно серый со стальным отливом, слоистый, матовый белый и серый блочный). Горизонтальная

слоистость этих двух частей залежи меняется на наклонную на контакте с центральным штоком. Такой контакт свидетельствует о воздействии льда центрального штока на залегание горизонтальнослоистого льда.

С востока на запад слоистый лёд общей протяженностью более 100 м крутонаклонно падает и уже через 15 м кровля этой ледяной залежи оказывается на глубине более 8 м. Лед слоистый, слоистость параллельна наклону верхней поверхности ледяной залежи.

Строение ледяного комплекса на р.Еркутаяха и исследование спорово-пыльцевых остатков во льду, продемонстрировавшее почти исключительно тундровые пыльцу и споры, позволило более определённо ответить на вопрос о генетической принадлежности изученной залежи. В апикальной части залежи лёд инъекционный, а в дистальных частях по обеим сторонам от центральной инъекции лёд сегрегационный (рис. 10), т.е. ледяная залежь гетерогенная автохтонная, образованная сочетанием сегрегационного и инъекционного пластовых льдов. [\[7,10\]](#)

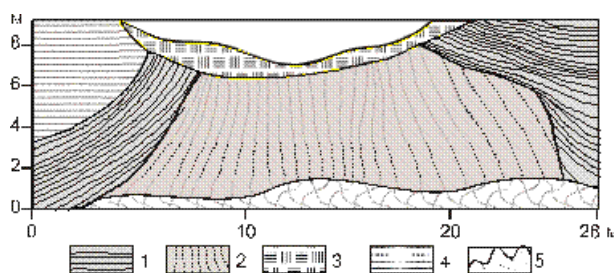


Рис. 8. Гетерогенная пластовая ледяная залежь: парагенез сегрегационного и инъекционного ледяных пластов в толще казанцевских отложений в долине р.Еркутаяха на юге Ямала (по Ю.К.Васильчуку и др. [\[10\]](#)):

1 – сегрегационный горизонтально-и субгоризонтальнослоистый лёд; 2 – инъекционный вертикальнослоистый лёд; 3 – голоценовые озёрно-болотные суглинки и супеси с торфом; 4 – пески, вмещающие ледяную залежь; 5 – оплывина

Для изотопных и гидрохимических определений было отобрано 33 образца пластового льда из разных фрагментов обнажения и изо льда разных типов.

Вариации стабильных изотопов кислорода и дейтерия в залежи существенны: во льду чистом, матовом, белом значения  $\delta^{18}\text{O}$  изменяются от  $-19,64\text{‰}$  до  $-20,54\text{‰}$ , а значения  $\delta^2\text{H}$  – от  $-152,4\text{‰}$  до  $-156,9\text{‰}$ , во льду “хрустальном” прозрачном значения  $\delta^{18}\text{O}$  варьируют от  $-19,24\text{‰}$  до  $-20,24\text{‰}$ , а  $\delta^2\text{H}$  от  $-149,6\text{‰}$  до  $-160,7\text{‰}$ . [\[10\]](#)

Во льду сером, прозрачном со стальным отливом значения  $\delta^{18}\text{O}$  изменяются от  $-19,44\text{‰}$  до  $-21,33\text{‰}$ , а величины  $\delta^2\text{H}$  от  $-150,3\text{‰}$  до  $-163,8\text{‰}$ , а во льду сером блочном и грязно-сером значения  $\delta^{18}\text{O}$  более отрицательные и они варьируют от  $-22,13\text{‰}$  до  $-23,42\text{‰}$ , а значения  $\delta^2\text{H}$  от  $-165,5\text{‰}$  до  $-172,7\text{‰}$ .

Оценивая весь диапазон изменчивости  $\delta^{18}\text{O}$  (около  $4\text{‰}$ ) и  $\delta^2\text{H}$  (около  $20\text{‰}$ ) можно говорить о сравнительно малых колебаниях изотопного состава, следовательно, исходная вода для льда всех типов была одной и той же или близкой по изотопному составу. [\[10\]](#)

К тому же изотопные различия практически не превысили обычную изотопную разницу, возникающую вследствие фракционирования при промерзании свободной воды.

Сравнительно небольшой диапазон вариаций изотопного состава говорит скорее в пользу внутригрунтовой природы залежей, хотя существенные различия в текстуре льда заставляют думать, что деформированный и вертикально-слоистый лёд в центральной части залежи скорее имеет инъекционную природу.

Выявлены различия и в степени окатанности кварцевых частиц – во льду штока они неокатанные, а в горизонтально-слоистом периферийном льду окатанность кварцевых частиц хорошая.

Это указывает на различные источники поступления воды для питания вертикально-слоистого льда центрального штока и горизонтально-слоистого периферийного льда.



Рис. 9. Пластовый лёд в долине р. Еркутаяха Фото Ю.К. Васильчука



Рис. 10. Структура пластового льда в долине р. Еркутаяха Фото Ю.К. Васильчука

**Ионный состав пластового подземного льда в долине р. Еркутаяха.** В ионном составе пластового льда в долине р. Еркутаяха наблюдается примерно равное количество катионов  $\text{Na}^+$ , достигающих 3,64 мг/л,  $\text{K}^+$  и  $\text{Mg}^{2+}$  до 2,71 и 2,56 мг/л во льду грязно-сером с большим количеством минеральных включений (табл. 4). Среди катионов доминируют  $\text{NO}_3^-$  и сульфаты ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) до 5,61 и 6,35 мг/л, соответственно.

Средняя концентрация анионов хлора в пластовой ледяной залежи в долине р. Еркутаяха варьирует в разных типах льда и составляет: в хрустальном и молочно-белом льду 0,76 мг/л, во льду сером с большим количеством включений 1,46 мг/л, а в вертикально-слоистом льду центрального штока 1,48 мг/л.

Таблица 4. Ионный состав пластового подземного льда, располагающегося на левом

берегу р.Еркутаяха, южный Ямал, в июле 2010 г. (точка 10-YuV-Yerk)

№ образца	Тип льда	Высота над урезом р.Еркута- яха, м	Na <sup>+</sup> , мг/л	K <sup>+</sup> , мг/л	Mg <sup>2+</sup> , мг/л	Ca <sup>2+</sup> , мг/л	Cl <sup>-</sup> , мг/л	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , мг/л	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , мг/л
Горизонтальнослоистый периферийный лёд									
10-YuV-Yerk/1	Хрустальный лед	1	1,17	0,83	1,51	2,86	1,09	0,41	4,71
10-YuV-Yerk/2	Хрустальный лед	0,7	1,53	0,73	0,24	1,21	1,80	4,29	0,82
10-YuV-Yerk/3	Хрустальный лед	0,6	1,33	0,76	0,43	1,32	1,47	4,97	1,05
10-YuV-Yerk/4	Лед молочно- белый	1	0,93	0,43	0,96	1,30	1,02	0,98	3,49
10-YuV-Yerk/5	Лед молочно- белый	0,7	1,19	0,66	0,11	0,83	1,32	4,69	0,28
10-YuV-Yerk/6	Лед молочно- белый косослоистый	0,6	0,60	0,22	0,05	0,24	0,51	1,01	0,10
10-YuV-Yerk/7	Лед стальной серый с включениями грунта	1	0,45	0,37	0,37	0,68	0,36	0,48	0,45
10-YuV-Yerk/10	Лед молочно- белый, близ верхнего контакта с прозрачно- серым	0,7	0,65	0,18	0,04	0,11	0,65	1,07	0,10
10-YuV-Yerk/11	Лед хрустальный	1	2,24	0,89	0,36	2,10	2,28	5,61	0,27
10-YuV-Yerk/12		0,9	1,08	0,74	0,87	1,79	0,83	1,19	1,53
10-YuV-Yerk/13		0,8	1,12	0,37	0,66	1,24	0,95	0,97	1,02
10-YuV-Yerk/14		0,7	1,42	0,78	0,71	1,14	1,63	2,43	0,67
Вертикальнослоистый лёд центрального штока									
10-YuV-Yerk/15	Лед хрустальный	10	2,97	1,07	0,92	0,77	0,95	1,60	0,94
10-YuV-Yerk/16	Лед хрустальный	9,5	1,39	0,11	2,02	3,95	1,46	2,29	6,35
10-YuV-Yerk/17	Лед хрустальный	9	1,54	0,38	0,06	0,41	1,55	1,43	0,36

10-YuV-Yerk/18	Лед прозрачный серый	8,5	1,08	0,23	0,22	0,90	1,52	1,14	0,19
10-YuV-Yerk/19	Лед серый	8	1,67	0,80	0,45	3,17	1,92	0,76	0,59
<i>Горизонтальнослоистый периферийный лёд</i>									
10-YuV-Yerk/20	Лед грязно-серый с большим количеством включений	8,2	3,37	1,38	1,39	2,18	0,90	3,48	2,15
10-YuV-Yerk/21		8	3,64	2,71	2,56	1,99	2,73	4,45	5,94
10-YuV-Yerk/22	Лед серый	7,5	2,02	1,32	0,99	1,87	1,35	5,36	1,64
10-YuV-Yerk/23	Лед серый прозрачный	7	0,87	0,68	0,51	0,91	0,80	1,62	0,77
10-YuV-Yerk/24	Лед серый	6,5	1,63	0,27	0,16	1,23	1,50	0,10	0,18
10-YuV-Yerk/26	Лед серый блочный, залегают в виде черепицы	1,15	0,42	0,46	0,07	2,25	0,45	1,55	0,28
10-YuV-Yerk/27	Лед серый	1,35	0,25	0,19	0,08	0,11	0,15	0,53	0,05
10-YuV-Yerk/28	Лед серый	1,5	0,41	0,24	0,05	0,11	0,28	0,56	0,07
10-YuV-Yerk/29	Лед серый	1,63	0,56	0,11	0,10	2,08	0,38	0,01	0,06
10-YuV-Yerk/30	Лед серый	1,75	0,27	0,21	0,14	0,20	0,15	0,05	0,15
10-YuV-Yerk/31	Лед серый	1,9	0,22	0,10	0,15	0,18	0,24	0,04	0,26
10-YuV-Yerk/32	Лед серый	2,05	0,40	0,10	0,05	2,41	0,26	0,04	0,25
10-YuV-Yerk/33	Лед серый	2,2	0,39	0,10	0,10	0,24	0,18	0,64	0,24
10-YuV-Yerk/34	Лед серый	2,35	0,44	0,10	0,10	0,08	0,18	0,01	0,13
10-YuV-Yerk/35	Лед серый	2,5	0,12	0,22	0,05	0,27	0,24	0,01	0,15

Совместный анализ распределения ионного состава, стабильных изотопов и спорово-пыльцевых остатков в пластовой залежи на р.Еркутаяха позволяет заключить, что это внутригрунтовая (автохтонная) гетерогенная) пластовая залежь. [\[7,10\]](#)

### Дискуссия

Распределение солей в подземных пластовых льдах Западной Сибири весьма различно. Это связано и с разной степенью «загрязнения» пластового льда минеральными включениями, а также с разным механизмом формирования залежей и различной



природой воды - ресурса питавшего ледяные пласты.

*Голоценовые пластовые льды близ пос. Сабетта.* В толще лайд пластовые льды, имеют различную мощность и глубину залегания. Как правило, пластовые залежи приурочены к песчаным отложениям и только в одном случае пластовый лед постилается маломощным супесчаным горизонтом. Пластовые залежи имеют ярусное расположение по глубине, так четырьмя скважинами вскрыты пластовые льды трех ярусов [33]: линзы льда мощностью около 1 м или чуть менее залегают на глубинах 2, 4 и 8 м от поверхности. Ледяная пластовая залежь нижнего яруса при этом может иметь протяженность более 50 м. Одной из скважин была вскрыта пластовая залежь верхнего яруса, имеющая мощность около 3 м (залегает на глубинах от 2 до 5 м от поверхности). [12]

Голоценовые пластовые льды в толще первой террасы могут быть весьма протяженными – более 50 м и мощными – более 2 м. Интересно, что в этих случаях пласты имеют продолжение в толщу лайд. В ряде случаев пластовые залежи верхних ярусов пронизаны повторно-жильными льдами.

Минерализация льда изученных залежей заметно варьирует: от 13,5 мг/л до 81,9 мг/л. [12] В белом и коричневом неслоистом льдах преобладают хлориды.

Таблица 4. Геохимический состав голоценовых пластовых ледяных залежей близ пос. Сабетта на северо-востоке п-ова Ямал

M, мг/л (TDS, мг/л)	pH	Cl <sup>-</sup> , мг/л	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , мг/л	NO <sub>3</sub> , мг/л	Na <sup>+</sup> , мг/л	K <sup>+</sup> , мг/л	Ca <sup>2+</sup> , мг/л	Mg <sup>2+</sup> , мг/л	δ <sup>18</sup> O
скв.42 (156) 0,6-3,4 м, лед коричневый, вертикальнослоистый									
40,64 (102,5)	7,9	5,24	7,37	0,11	7,66	3,36	2,44	6,86	– 25,93
скв. 17(60) 6,9-9,2 м, Лед белый									
13,52 (13,5)	8	2,99	1,23	0,15	1,95	0,93	0,62	3,26	– 15,15
скв.12 (32) 5,5-7,0 м, Лед, коричневый, неслоистый									
81,9 (233)	7,5	24,41	3,39	0,17	23,54	3,26	4,35	9,8	– 19,61

Ультрапресный коричневый вертикально-слоистый лед (минерализация 40,64 мг/л) характеризуется хлоридно-сульфатно-магниевым составом; лед – слабощелочной (pH - 7,9), залегает в песчаной толще. Содержание карбонатов в нем 29,14 %-экв, что может быть соотнесено с постепенным промерзанием вмещающих песков. Соотношение Cl<sup>-</sup>/SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> в нём составляет 0,96. [12] По химическому составу этот лед ближе всего к химическому составу вод Обской губы, приводимому С.М.Фотиевым. [27] Соотношение Cl<sup>-</sup>/SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> в Обской губе составляет 0,84, т.е. во льду сульфат ионов несколько больше, что закономерно при промерзании песчаного водонасыщенного коллектора. [19]

Коричневый неслоистый ультрапресный лед (81,9 мг/л) имеет хлоридно-натриевый состав и слабо-щелочной pH, соотношение Cl<sup>-</sup>/SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> составляет 9,77. По данному соотношению, а также по содержанию анионов и катионов, к этому льду близки значения среднего состава пресных пластовых льдов на Ямале. [27] Заметим также, что близкие

значения имеет также вода Карского моря. Другой образец коричневого неслоистого льда (229,28 мг/л) также характеризуется хлоридно-натриевым составом, и нейтральным pH, но соотношение  $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$  в нем существенно выше – 68,91, что связано с очень низким содержанием сульфат-ионов, что часто отмечается в криопэгах, особенно под руслами рек. Прямых аналогов среди пресных или солоноватых подземных льдов этому образцу коричневого неслоистого льда авторы не обнаружили. Наиболее близкие коричневому льду значения соотношения  $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$  а также состав, как анионов, так и катионов, характерен для подрусовых таликов рек бассейна Обской губы – 27,67 и для среднего состава солоноватых пластовых льдов на Ямале – 26,39. [27]

Белый лед – наиболее пресный из всех изученных в разрезах скважин в устье р.Сабеттаяха. Его минерализация составляет 10,92-13,52 мг/л. Хотя лед ультрапресный, но имеет хлоридно-магниевый и хлоридно-кальцевый состав, pH слабощелочной (8,00-8,01). Соотношение  $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$  – в пределах 3,29-4,95. Похожий химический состав отмечен для среднего состава текстурообразующих льдов Ямала, [27], а также для речных вод [29] Ямала значения соотношения  $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$ , соответственно, – 4,30 для текстурообразующих льдов – 4,67 для речных вод бассейна рек Карского моря.

Особенности химического состава подземных пластовых льдов разного типа в устье р. Сабетта демонстрируют образование подземных льдов за счет питания грунтовыми, озерными, болотными и атмосферными водами. Анализ криогидрохимических особенностей пластовых льдов в устье р.Сабетты позволяет предположить, что вертикально слоистый коричневый лед сформировался при промерзании песков, насыщенных водами Обской губы; коричневый неслоистый лед мог сформироваться в результате промерзания вод подозерного талика, происхождение белого ультрапресного льда также можно связать с озерными и речными водами. [12,32]

*Пластовые льды в низовьях Ямальского Юрибея.* Ледяные пласты, вскрывающиеся в низовьях р.Юрибей на Западном Ямале исследованы Ю.К.Васильчуком в 1987 г. в разрезе останца казанцевской равнины в низовьях Юрибея. [3] Она залегает здесь в толще темно-серых суглинков. Криогенная текстура их в зоне контакта со льдом средне- и крупносетчатая, среднешлифовая. На глубине 15 м в широком, более 20 м, полукруглом цирке вскрывается мощное ледяное тело. Строение ледяного тела сложное. В осевой части пласта располагается ледяное ядро трапецевидной формы шириной в нижней части 3, в верхней – 2,5 м. На контакте с этим ядром наблюдается ледогрунт, состоящий из прослоев льда мощностью до 0,5 м и суглинка мощностью 0,2–0,3 м, причем наклон слоев ледогрунта повторяет направление боковой поверхности ядра. Угол наклона слоев 40°.

Ледяной пласт при этом, вероятно, сформировался в результате неоднократных инъекций воды и суспензии с последующим сегрегационным разделением ее на лед и грунт.

Анализ водной вытяжки из вмещающего пласт льда суглинистого грунта и прослоев грунта в толще ледогрунта показал идентичность их состава. Общее количество воднорастворимых солей во вмещающих отложениях изменяется от 0,09 до 0,3%, в прослоях грунта – около 0,3%. И в тех, и в других наблюдается преобладание сульфатов (до 1,8 мг-экв) и хлора (до 1,4 мг-экв) и подчиненное значение гидрокарбонатов (до 0,2 мг-экв). Среди катионов резко доминируют ионы натрия (до 3,5 мг-экв), а содержание ионов кальция (не более 0,1 мг-экв) и магния (до 0,14 мг-экв) крайне невелико. Таким

образом, вмещающие отложения и прослои грунта во льду характеризуются слабым хлоридно-сульфатно-натриевым засолением, что позволяет предполагать отложение осадков в условиях неглубокого слабозасоленного морского бассейна.

В химическом составе воды из льда центрального ядра наблюдается незначительное преобладание гидрокарбонат-иона (до 1,1 мг-экв) и меньшее содержание хлор- и сульфат-ионов (до 0,3–0,8 мг-экв). Среди катионов резко преобладает натрий-ион (до 1,7 мг-экв), тогда как содержание ионов кальция и магния не более 0,1 мг-экв. Из приведенных данных следует, что ионный состав льда отличается от состава водной вытяжки вмещающей породы и прослоев грунта во льду, хотя налицо аналогия их катионных групп.

Для исследования генезиса вмещающих отложений были привлечены также данные анализа фораминифер (аналитик Г. Н. Недешева). Установлено, что в разрезе отражены два этапа осадконакопления. Нижняя часть разреза (интервал глубин 19–21 м) сформировалась в условиях мелководного бассейна с пониженной соленостью и температурами, не превышающими 2°, о чем говорит обедненный комплекс бореально-арктических форм фораминифер. Доминирующие виды *Elphidium subclavatum*, *Cassidulina subacuta*, *Cassandra teretis*. Выше по разрезу фораминиферы встречаются единично (*Elphidium subclavatum*, *Cassidulina subacuta*), содержание натрий- и хлорид-ионов уменьшается от сотых до тысячных долей процента, что указывает на формирование толщи в условиях нарастающего похолодания и понижения солености.

Промерзание отложений, слагающих массив в низовьях Юрибея, началось, судя по наличию сингенетической ледяной жилы в песках казанцевской свиты, перекрывающих среднечетвертичные суглинки, в начале верхнечетвертичного времени. Суглинки промерзли эпигенетически. После того как фронт промерзания достиг водоносного горизонта, он частично промерз; при этом в пласте значительно повысилось внутрислоевое давление. Промерзание грунта обусловило возникновение деформаций в суглинистой толще, появление в них трещин. Нарушение сплошности кровли над водоносным промерзающим горизонтом повлекло за собой интенсивный выброс воды, находящейся под большим давлением, вверх. Структурные особенности перекрывающих суглинков приводили к тому, что в верхней части разреза напорные воды проникали в толщах по контакту между плитчатыми отдельностями, формируя льдогрунт с вертикальнослоистой толстошлировой криотекстурой. После разгрузки в результате выброса вод, внутрислойное давление падает. В дальнейшем промерзание охватывало нижележащие водоносные горизонты, в результате чего происходили повторные инъекции, которые внедрялись в уже деформированную верхнюю часть разреза и замерзали в виде штока. Судя по неоднородности строения пластов, структуры, цвета льда и состава спор и пыльцы, такие инъекции происходили неоднократно. <sup>[23]</sup>

*Пластовые льды в среднем течении Ямальского Юрибея.* В 1977 г. в среднем течении этой реки по правому берегу в пределах возвышенности Хой изучен <sup>[3]</sup> более хорошо обнажившийся сложный по строению массив мерзлых толщ, содержащий субвертикальные слои (штоки) льда (рис. 11).

В этом массиве в верхней части обнажения вскрыты дислоцированные слоистые пески коричневые и охристо-желтые общей мощностью до 10 м. Под ними по крутопадающему (близкому к субвертикальному) контакту располагаются темно-серые тяжелые суглинки мощностью 10–11 м. В верхней части они слегка опесчаненные, имеют массивную криогенную текстуру, которая сменяется в нижней части на слоистую. В этих суглинках

залегают два «пласта» льда. Первый из них имеет видимые размеры 2,5X4 м. Он залегает субвертикально (на рис. 11 он находится слева и имеет более светлую окраску), нижний его конец закрыт осыпью. На контакте его с вмещающими суглинками верхнего слоя наблюдается прослой тонкозернистого тонкослоистого песка темно-серого цвета; мощность прослоя 0,1 м.

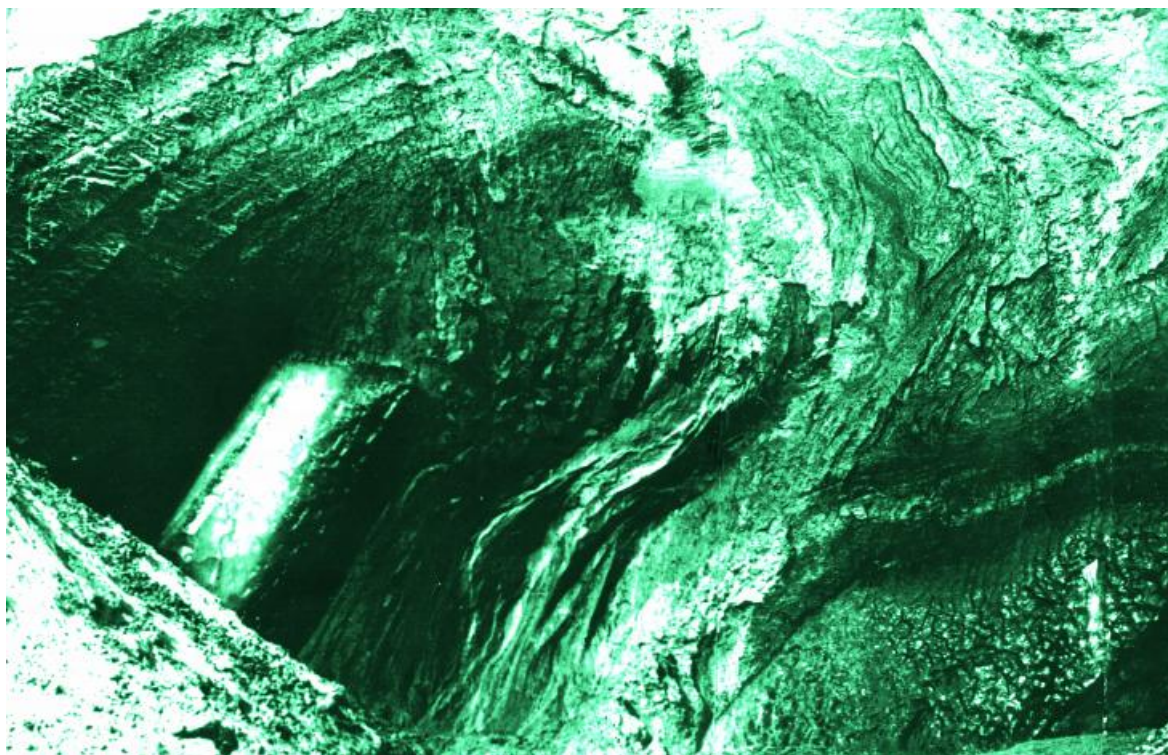


Рис. 11. Обнажение ледяных пластов погребенного седиментационного (слева) и инъекционного (справа) генезиса в среднем течении Юрибея (Ямал). Фото А. И. Спиркина

Слоистость суглинистых пород, непосредственно контактирующих с этим пластом горизонтальная, без следов деформаций и смятия, ориентирована согласно направлению длинной оси пласта. На некотором удалении от него суглинки сильно дислоцированы, смяты в антиклинальную складку (см. рис. 11). В пласте выделяется два вида текстуры льда. Верхняя часть пласта мощностью 2 м состоит из белого льда с большим количеством пузырьков воздуха, нижняя часть – из прозрачного льда. Второй «пласт» льда вскрывается в 5 м выше по течению (справа от первого) и на 0,6–0,8 м ниже первого. По форме в обнажившемся срезе он напоминает грушу. Слои вмещающей породы над ним сильно деформированы, особенно в апикальной части, где наблюдаются разрывные нарушения. Криотекстура очень сильно льдонасыщенной вмещающей породы вокруг этого «пласта» сетчатая, причем вертикальные шлиры выражены отчетливее горизонтальных. Сказанное свидетельствует о том, что это «пласт» инъекционного генезиса, причем он сформировался существенно позже первого пласта.

Но если верхний пласт осадочного (седиментационного) льда, то почему же он залегает в настоящее время не горизонтально, а субвертикально? Какие силы придали ему это неестественное для седиментационного пласта положение?

По мнению В.Т. Трофимова и Ю.К. Васильчука<sup>[23]</sup>, сложное строение этот массив получил позже седиментации пласта льда и промерзания вмещающих его суглинистых отложений. Создание такого специфического строения связано с внедрением масс воды и суспензии из нижележащих толщ во время их эпигенетического промерзания в



верхнечетвертичное время. Их инъекция, центр которой находился около одного из концов пластового захороненного льда, обусловила сильный «разворот» пласта и вмещающих его пород и создание сложной «складки», отчетливо видной на рис. 11.

Минерализация пластовых льдов в среднем течении Ямальского Юрибея – от 20 до 300 мг/л. Таким образом, нередко даже в пределах одного массива могут встречаться пластовые льды самого различного генезиса, на первый взгляд, казалось бы, несовместимые, так как инъекционные льды, как правило, считаются показателем эпигенетического промерзания толщ, а погребенные – сингенеза.

*Пластовый лед близ Марре-Сале.* Дислоцированные пластовые ледяные залежи инъекционного генезиса в районе Марре-Сале были изучены И.Д.Стрелецкой с соавторами [\[25,26\]](#) и Е.А.Слагодой с соавторами [\[24\]](#). Пластовые льды в районе Марре-Сале залегают преимущественно в нижних частях береговых уступов высотой до 20-30 м и приурочены к дислоцированным отложениям морского и прибрежно-морского генезиса [\[26\]](#). Видимая мощность этих отложений достигает 20 м, в их составе преобладают глины и суглинки с прослоями песков и супесей.

Прослой серо-желтых и бурых песков и супесей резко выделяются на фоне темно-серых глин и подчеркивают дислоцированность толщ. Толщина песчаных и супесчаных прослоев обычно не превышает 0,5-1,0 м, а их доля составляет чуть более 12% от суммарной мощности обследованных разрезов.

В интервале от 5,5 до 4,5 м над уровнем моря обнаружен пластовый лед. Проведенное геохимическое опробование разрезов, как не содержащих, так и содержащих пластовые льды, показало, что отложения засолены. Состав водно-растворимых солей в отложениях преимущественно хлоридно-натриевый, степень засоления обычно увеличивается вниз по разрезу, достигая в глинах 0,9%, в песках и супесях – 0,2%. В разрезах, содержащих пластовые льды, количество водно-растворимых солей сокращается при приближении к залежи.

Пластовый лед в разрезе является пресным (общая минерализация изменяется от 39,0 до 67,0 мг/л) и по соотношению ионов отличается от порового раствора перекрывающих и подстилающих песчано-глинистых отложений. В расплавах пластового льда отсутствуют сульфаты и существенно больше гидрокарбонатов. В отличие от атмосферных осадков льды содержат больше магния и меньше кальция и натрия. Минерализация расплавов льда, отобранных в разных частях залежи, различная: минимальная величина отмечается в центре залежи (39 мг/л), а к верхнему и нижнему контактам она возрастает (67 и 54 мг/л, соответственно). От центра залежи к контактам увеличивается содержание хлор и магний-ионов. Скорее всего, соли попадали в опресненные грунтовые воды до промерзания толщи из засоленных песков, которые играли роль водоносного горизонта, и из размываемых глин. Степень засоления песков на нижнем контакте льда в несколько раз выше, чем в перекрывающих залежь песках, минерализация порового раствора увеличивается здесь до 2362,4 мг/л. Вероятно, это связано с тем, что при промерзании часть солей отжималась вниз [\[26\]](#).

Е.А.Слагода с соавторами [\[24\]](#) выявили четкое отличие нижней залежи, залегающей согласно с вмещающими морскими глинами, от других типов льда. Лед нижней залежи характеризуется относительно повышенными значениями минерализации (до 350 мг/л) за счет хлоридов натрия (более 50 % от суммы солей), пониженным содержанием гидрокарбонатов кальция и магния (менее 10 %). Проба льда из одной из расчисток

характеризуется типичным для морской воды соотношением основных ионов:  $(rNa^+ + rK^+)/rCl^-$  и  $rMg^{2+}/rCl^-$ , равным 0,9 и 0,2 соответственно. Химический анализ образцов льда из верхней залежи характеризуется гидрокарбонатным натриево-кальциевым составом, что типично для пресных вод выщелачивания. Верхние части ледяных лакколитов в песчаных отложениях менее минерализованы по сравнению с нижними горизонтальными участками залежи в льдистых суглинках, в которых широко распространены грунтовые включения и ледогрунтовые прослои. С ростом минерализации во льду горизонтальных участков верхней залежи отмечено преобладание гидрокарбонатов натрия по сравнению с суммой гидрокарбонатов кальция и магния, что Н.П. Анисимова отметила как характерный признак для промерзающих замкнутых таликов в песчаных отложениях. Максимальная минерализация выявлена в линзовидных включениях прозрачного льда с крупными пузырьками воздуха, здесь отмечено высокое содержание хлоридов натрия (до 70 % от суммы солей при среднем содержании 20–40 %). [\[24\]](#)

Пластовый лед верхней залежи в районе Марре-Сале, залегающей в отложениях таберального комплекса и синкриогенных озерно-аллювиальных отложениях, по данным А.Н. Бутакова [\[1,2\]](#) имеет минерализацию от 33 до 274 мг/дм<sup>3</sup> при среднем значении 94 мг/дм<sup>3</sup>, гидрокарбонатно-хлоридный, гидрокарбонатный, кальциево-магниевый-натриевый и натриевый состав. Пластовый лед нижней залежи имеет минерализацию от 23 до 455 мг/дм<sup>3</sup> при среднем значении 155 мг/дм<sup>3</sup>, гидрокарбонатно-хлоридный и хлоридный, кальциево-магниевый-натриевый, кальциево-натриевый и натриевый состав.

*Пластовый лед Бованенково.* С.М. Фотиев проанализировал данные химического состава пластовых льдов Бованенково, приведенные в работах Ю.Б. Баду, В.В. Баулиным, Ю.К. Васильчуком, Г.И. Дубиковым, М.М. Корейшей, Л.Н. Крицук, М.О. Лейбман, И.Д. Стрелецкой, Н.А. Шполянской и др. и показал зависимость химического состава пластовых льдов от их минерализации. В ионном составе льда с минерализацией от 10 до 300 мг/л обычно преобладают ионы  $HCO_3^-$ , а в солевом составе – бикарбонаты. Такой состав льда формировался при активном участии озерных вод. В ионном составе льда с минерализацией от 300 до 1000 мг/л и особенно от 1000 до 10 000 мг/л преобладают ионы  $Cl^-$  и  $Na^+$ , а в солевом составе – морские соли или хлориды. [\[13\]](#) Такой состав льда формировался при активном участии либо морской воды, либо криометаморфизованной морской воды. С.М. Фотиев предположил, что морские воды проникали в пласт льда. Они меняли первичный гидрокарбонатный состав льда на хлоридный и повышали его ничтожную минерализацию до 300–1000 мг/л и более.

*Пластовый лед в районе пос. Харасавэй.* Пластовая залежь, вскрываемая в обнажении второй террасы вблизи пос. Харасавэй, вертикальной мощностью более 1,5–2 м, была неоднократно детально описана и опробована, поэтому интересно сравнить результаты гидрохимического опробования. [\[4,16,21,28\]](#) Химический анализ льдов из второй террасы показывает, что все льды пресные, гораздо реже – слабозасоленные, минерализация их составляет от 40 до 700 мг/л, а ионный состав меняется по площади и глубине. Соотношение между различными анионами не остается постоянным: по преобладающему аниону льды могут относиться либо к гидрокарбонатному, либо к сульфатному, либо к хлоридному классу; по ведущему катиону все они объединяются в группу натрия. Лед блоков монолитного льда характеризуется меньшей минерализацией по сравнению с текстурообразующим 70–140 мг/л. Солевой состав, в целом, имеет следующую зависимость  $Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{2-}$  и  $Na^+ + K^+ > Ca^{2+} > Mg^{2+}$ , что указывает



на морское происхождение воды.<sup>[28]</sup>

Интересные данные получены М.А.Великоцким и Ю.В.Мудровым<sup>[16]</sup> при изучении распределения солей во льдах различных типов. В молочно-белом льду наибольшее количество солей (143 мг/л) наблюдается в середине линзы, а в прозрачном (160 мг/л и 213 мг/л) - в верхней и нижней ее частях.

По наблюдениям В.В.Орлянского<sup>[21]</sup> залежи подземных льдов приурочены к контактной зоне песчаных и глинистых отложений. Он отмечает тесную связь между формами и размерами ледяных тел и характером деформаций подошвы глинистой толщи. Линзовидные залежи льдов приурочены в куполовидным деформациям на подошве глинистой толщи с расстоянием между крыльями складок на подошве в несколько десятков метров и амплитудой около 10-20 м. Химический состав подземных льдов, обнажающихся в абразионном уступе морского побережья в районе пос. Харасавэй, характеризуется преимущественно гидрокарбонатно- и сульфатно-хлоридно-натриевым составом с содержанием сухого остатка 10-80 мг/л.<sup>[21]</sup>

Химический анализ льдов из второй террасы показывает, что все льды пресные, гораздо реже – слабозасоленные, минерализация их составляет от 40 до 700 мг/л, а ионный состав меняется по площади и глубине. Соотношение между различными анионами не остается постоянным. Льды, относящиеся к гидрокарбонатному классу, имеют кислую реакцию, к сульфатному и хлоридному – слабокислую и нейтральную. Степень минерализации льда и степень засоления вмещающих эти льды отложений существенно различаются. Отмечается резкое снижение засоленности по мере приближения к залежи льда.

*Пластовый лед на берегу озера Нейто.* Пластовый лед в песчано-глинистой толще в районе оз. Ней-То образует горизонтальные или слабо наклонные сложнопостроенные залежи, в которых Г.И. Дубиков<sup>[17,18]</sup> выделил 3 типа льда. 1). Лед А - молочно-белого цвета, непрозрачный, с минимальным (не более 1 %) содержанием минеральных примесей и большим числом пузырьков газа диаметром 0,5-3,5 мм. Лед крупнокристаллический, неслоистый, глыбового сложения и приурочен всегда к верхним частям пластовых залежей. 2). Лед Б - стекловидный, прозрачный, крупно- и мелкокристаллический, темного цвета в обнажениях, содержит редкие включения отдельностей глин и взвеси песчаных и глинистых частиц, а также редкие пузырьки газов в зонах мелких кристаллов. Этот тип наблюдается во всех частях пластовых залежей и распространен как самостоятельно, так и в сочетании с другими типами. 3). Лед В всегда черного цвета, содержит большое количество минеральных примесей и часто именуется ледогрунтом. Примеси по составу не всегда соответствуют окружающим породам, часто встречаются чуждые минеральные включения: песчанистые глины с включениями гравия. Включения имеют вид грунтовой взвеси, "плавающей" во льду, мелких отдельностей слоистой глины и сгустков глинистых частиц. В химическом составе этих трех разновидностей пластовых залежей льда выявлены существенные различия. Минерализация, содержание иона  $\text{Cl}^-$  и отношение  $\text{Na}^+/\text{Ca}^{2+}$  возрастает от льда А ко льду В в связи с увеличением количества минеральных примесей. В этом же направлении отношение  $\text{ЭMg}^{2+}/\text{ЭCl}^-$  сокращается, а преобладающий гидрокарбонатно-хлоридно-натриевый тип льда сменяется хлоридно-натриевым или хлоридно-гидрокарбонатно-натриевым. В пластовых льдах содержание ионов  $\text{Na}^+$  значительно преобладает над содержанием ионов  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$  особенно в ледогрунте. Отношение  $\text{ЭMg}^{2+}/\text{ЭCl}^-$  у всех типов льда (средние значения для льда А - 0,83; для льда Б - 0,49 и

для льда В - 0,2) типично для вод морского типа. Солевой состав льдов пластовых залежей имеет зависимость  $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$  (65 % случаев) и  $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$  (81% случаев), которая также присуща водам морского типа. [17,18]

*Пластовый лед в долине р. Сеяха (Мутная).* В береговых обнажениях р. Сеяха видимая мощность пластов составляет 5–10 м, реже до 20 м, а видимая протяженность – 100–150 м. [17] Горизонтально залегающие пласты льда состоят из параллельных слоев чистого льда, чередующихся с прослоями льда, загрязненного минеральными включениями (от песчаной мути до угловатых осколков плотной глины) размером 3–4 мм. Лед слабо минерализован (0,02–0,06 г/л), в ионном составе преобладают гидрокарбонаты, магний, кальций и натрий при повышенном содержании хлоридов близ контактов с вмещающей породой. [20 с. 141]

*Пластовые льды в отложениях первой террасы р.Гыда.* Отложения первой террасы в устье р.Гыда датируются предголоценовым временем – 10-14 тыс. лет назад [12]. У пос.Гыда пластовые линзообразные залежи встречены в парагенезе с повторно-жильными льдами. Пласты льда высотой до 0,4 м, шириной до 8 м залегают здесь в оторфованных прослоях песка, слагающих террасу.

Таблица 4. Минерализация и ионный состав пластового внутригрунтового инфильтрационно-сегрегационного льда близ пос. Гыда. Из Ю.К. Васильчука [3, том. 2. стр. 38-39]

Поле- вой №	Глубина, м	Сухой остаток, мг/л	$\text{HCO}_3^-$ , мг/л	$\text{Cl}^-$ , мг/л	$\text{SO}_4^{2-}$ , мг/л	$\text{Ca}^{2+}$ , мг/л	$\text{Mg}^{2+}$ , мг/л	$\text{Na}^+$ + $\text{K}^+$ , мг/л	pH
303- YuV/9	2,8	44	18	4	7	8	2	1	7,2
303- YuV/8	2,9	32	12	4	6	2	1	6	7,0
303- YuV/7	3,1	48	12	5	7	2	1	8	6,8
303- YuV/6	3,5	56	12	3	8	2	1	7	6,3
303- YuV/5	3,7	68	18	7	12	4	2	9	6,55
303- YuV/4	3,8	>40	12	5	10	2	1	9	6,05
303- YuV/3	4,4	40	12	5	7	3	1	7	7,3
303- YuV/2	4,5	48	15	6	11	4	2	6	6,95
303- YuV/1	4,6	66	24	8	12	4	7	3	7,5

Отметим заметное сходство ионного состава пластового внутригрунтового инфильтрационно-сегрегационного льда близ пос. Гыда с вновь исследованными нами залежами на Ямале.

*Пластовый лед в среднем течении р. Танама.* Информативны данные о солёности позднеплейстоценовой залежи пластового льда в среднем течении р. Танама. Здесь разные части пласта характеризуются существенно различной минерализацией.<sup>[9]</sup> В апикальной части пласта наблюдаются колебания по степени минерализации от 90 до 390 мг/л, а дистальной она колеблется от 40 до 150 мг/л. Это дает основание думать, что либо пласт долгое время находился в морской воде (ил» из нее образовался), если он аллохтонный, либо в сложении пласта принимает участие лед, образовавшийся в результате внедрения воды из разных по степени минерализации водоносных горизонтов» если он внутригрунтовый-автохтонный (второе нам кажется менее вероятным).

На возможное морское происхождение грунтов указывает и их химический состав. Даже у песков из верхней части разреза минерализация превышает 0,2%, а у суглинков она достигает 0,6%, что указывает на засоленную среду осадконакопления. Весьма показательна и минерализация льда. Химический состав пласта сходен с составом современных припайных льдов Карского моря, величина минерализации в нем достигает 194-390 мг/л, причем преобладают в нем сульфаты (45-178 мг/л) и хлориды (36-51 мг/л), характерные для морских льдов.<sup>[9]</sup>

*Пластовый лед близ пос. Усть-Порт на Енисее.* В 1965 г. Б.И.Втюриным были описаны залежи сегрегационного льда в трех обнажениях по обоим берегам р.Енисей. Первоначально к сегрегационному типу он отнес лишь 2 маломощные пластовые залежи подземного льда, встреченные в прибрежно-озёрных песчаных позднесанчуговских или казанцевских отложениях на правом берегу Енисея в 6 км ниже Усть-Порта. Первый пласт, мощностью 0,4 м был пройден на глубине 5,8-6,2 м от поверхности террасы, второй, мощностью 0,75 м – на глубине 7,6-8,35 м. Разделяющий их слой разнотекстурного пылеватого песка имеет ненарушенную четкую горизонтальную слоистость. В кровле верхнего пласта супесь илистая и тонкотекстурный пылеватый песок с заметной горизонтальной слоистостью. В подошве нижнего пласта – разнотекстурный горизонтально-слоистый, с пачками косо-волнистого и волнисто-слоистого песка. Местами довольно отчетливо проявляется ленточноподобная слоистость.

Контакты пластов льда и грунта четкие, прямолинейные вверху и мелковолнистые внизу. Лед очень чистый в верхнем пласте и со значительным количеством примесей газа и пылеватых частиц и песка в нижнем. Соответственно, размер зерен льда верхнего пласта крупнее, чем нижнего. Кристаллографическая ориентировка упорядоченная, преимущественно вертикальная. Химический анализ льда обоих пластов показал гидрокарбонатно-натриевый состав и малую минерализацию (около 50 мг/л), несколько увеличивающуюся (до 90 мг/л) в нижней части второго слоя.

*Пластовая залежь Ледяная Гора.* Широко известная (высотой до 40 м) залежь Ледяная Гора, расположенная на широте полярного круга на Енисее, В. И. Соломатиным, Е. Г. Карповым и многими другими отнесена к погребенному глетчерному типу. Между тем, распределение солей во льду нуждается в тщательном анализе и комментариях – здесь минерализация колеблется от 10–80 мг/л в верхней части залежи до 200–340 мг/л в ее средней и нижней частях. И хотя качественный состав солей здесь не морской и преобладают гидрокарбонаты и кальций, но он отнюдь и не высокогорный, то есть глетчерное происхождение залежи из анализа химсостава отнюдь не следует. Эта обстоятельство сторонниками гляциалистской версии не замечается, пожалуй, лишь Н. Н. Романовский (устное замечание) дал интересную трактовку этого: повышенная минерализация может быть следствием насыщения солями в результате циркулирования

подземных вод под телом теплого ледника и последующего их замерзания в виде наледей на контакте с глетчерным льдом, то есть в данной интерпретации Ледяная Гора не глетчерный лед, а парагенез глетчерного и наледного ледяных тел.

Для понимания природы льда в залежи Ледяная Гора для нас самым важным является, что она скорее всего позднеплейстоценового возраста (причем даже вероятно старше 40 тысяч лет [7]) и так же как расположенная вблизи – в районе оз. Маковское – залежь, описанная Ю. А. Лаврушиным, пережила период голоценового «оптимума», свидетельствуя о непрерывности существования многолетнемерзлых пород и в этих, сравнительно южных районах Западно-Сибирской криолитозоны.

С.М.Фотиев [27] сопоставив химический состав большинства пластовых льдов с химическим составом поверхностных и подземных вод и обнаружив большое сходство химического состава пластовых залежей с озёрными водами пришел в выводу, что озерные воды – единственный источник пресных вод, способный обеспечить регулярное поступление в толщу мерзлых морских засоленных отложений огромных объемов пресной воды и формирование мощных (до 30–50 м), выдержанных по простиранию пластов льда. В этом наши выводы с выводами С.М.Фотиева во многом совпадают, во всяком случае, по нашим данным, озёрные воды если не единственный, то важнейший источник питания пластовых льдов. [3]

По соотношению  $\text{Cl}^- / \text{SO}_4^{2-}$  три изученные залежи пластового льда в центральной и южной частях Ямала близки к составу снежника в долине р.Сеяха (Мутная) и сегрегационному льду на первой террасе о.Белый (табл. 5).

Таблица 5 . Соотношение хлоридов и сульфатов в пластовых льдах и возможных источниках поступления воды в них, север Западной Сибири

Объект	Концентра- ция анионов, мг/л		Соот- ношение $\text{Cl}^-$ $/\text{SO}_4^{2-}$	Источник
	$\text{Cl}^-$	$\text{SO}_4^{2-}$		
Пластовый подземный лед Бованенково, в долине р.Сеяха (Мутная) на берегу оз.Ханикосито	3,13	1,0	3,13	Данная работа
Пластовый подземный лед в верховьях р.Мордыяха, хрустальный и стекловатый лед с небольшим количеством вертикальных включений супеси	2,27	2,36	0,96	Данная работа
Пластовый подземный лед в верховьях р.Мордыяха, ледогрунт	7,0	9,76	0,72	Данная работа
Пластовый подземный лед на левом берегу р.Еркутаяха, горизонтальнослоистый периферийный лёд, хрустальный и молочно-белый	0,76	0,75	1,01	Данная работа

Пластовый подземный лед на левом берегу р.Еркутаяха, горизонтальнослоистый периферийный лёд, серый с большим количеством включений	1,46	2,14	0,68	Данная работа
Пластовый подземный лед на левом берегу р.Еркутаяха, вертикальнослоистый лёд центрального штока	1,48	1,69	0,88	Данная работа
Лед коричневый, скв. 12, обр 8	70,61	7,23	9,77	Васильчук и др. <a href="#">[12]</a>
Лед коричневый, скв. 12, обр 9	75,8	1,1	68,91	
Лед белый, скв. 17, обр. 38	55,67	11,25	4,95	
Лед белый, скв. 17, обр.39	55,61	16,92	3,29	
Лед коричневый вертикальнослоистый, скв. 42	34,53	35,92	0,96	
Сегрегационный лед на первой террасе о.Белый	14,2	13,2	1,08	Васильчук, Васильчук <a href="#">[13]</a>
Пластовый лед третья морская терраса, р.Надуйяха	24	17	1,41	Стрелецкая, Лейбман <a href="#">[25]</a>
Атмосферные осадки на севере Ямала	7	9	0,78	
Речная вода, р. Сеяха Мутная	12	10	1,2	
Снежник на севере Ямала - долина р.Сеяха (Мутная)	7	13	0,54	
Криопэг в долине р.Надуйяха	37778	764	49,45	
Пресный пластовый лед на Ямале, средний состав	62,4	6,2	10,06	Фотиев <a href="#">[27]</a>
Вода Карское море	89	10	8,9	
Солоноватый пластовый лед на Ямале, средний состав	95,0	3,6	26,39	
Подрусловые талики рек бассейна Обской губы	83	3	27,67	
Ультрапресный пластовый лед на Ямале, средний состав	36,9	12,6	2,93	
Снег на Ямале	45,5	6,8	6,69	
Озерные воды	39,8	5,3	7,51	
Текстурообразующие льды	54,2	12,6	4,30	
Речные воды бассейна рек Карского моря	64,4	13,8	4,67	
Речные воды	25,6	11,8	2,17	
Дождь на Ямале	32,6	18,7	1,74	
Вода, Обская губа	27	32	0,84	
Инъекционные льды	31,4	20,2	1,55	
Дождевые осадки на Ямале	32,6	18,7	1,74	

### Выводы

1. Исследован ионный состав 3 мощных залежей пластового льда в центральной и

южной частях Ямала: а) Бованенково, на берегу оз.Ханикосито; б) в верховьях р.Мордыяха и в) в долине р. Еркутаяха. Все они относятся к ультрапресным льдам с концентрацией основных ионов от 20 до 40 мг/л.

2. В ионном составе пластового льда Бованенково, на берегу оз.Ханикосито заметно преобладают катионы  $\text{Na}^+$ , достигая 38,95 мг/л в мутном льду и  $\text{K}^+$  до 21,76 мг/л в сильнопузырчатом прозрачном льду. Средняя концентрация анионов хлора составляет 3,13 мг/л, а сульфатов - 1 мг/л.

3. В ионном составе пластового льда в верховьях р.Мордыяха заметно преобладают катионы  $\text{Na}^+$ , достигая 68,51 мг/л в ледогрунте и 6,1 мг/л в хрустальном и стекловатом. Средняя концентрация анионов хлора в пластовой ледяной залежи в верховьях р.Мордыяха заметно варьирует в разных типах льда и составляет 2,27 мг/л, а сульфатов - 2,36 мг/л.

4. В ионном составе пластового льда в долине р. Еркутаяха наблюдается примерно равное количество катионов  $\text{Na}^+$ , достигающих 3,64 мг/л,  $\text{K}^+$  и  $\text{Mg}^{2+}$  до 2,71 и 2,56 мг/л. Среди катионов доминируют  $\text{NO}_3^-$  и сульфаты ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) до 5,61 и 6,35 мг/л, соответственно. Средняя концентрация анионов хлора в пластовой ледяной залежи в долине р. Еркутаяха варьирует в разных типах льда и составляет: в хрустальном и молочно-белом льду 0,76 мг/л, во льду сером горизонтальных прослоев 1,46 мг/л, а в вертикальнослоистом льду центрального штока 1,48 мг/л. В ионном составе пластового льда в долине р. Еркутаяха наблюдается примерно равное количество катионов  $\text{Na}^+$  до 3,64 мг/л, а также  $\text{K}^+$  и  $\text{Mg}^{2+}$  до 2,71 и 2,56 мг/л. Среди катионов доминируют  $\text{NO}_3^-$  и сульфаты ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) до 5,61 и 6,35 мг/л, соответственно.

6. Ионный состав 3 изученных мощных залежей пластового льда в центральной и южной частях Ямала ближе всего к ионному составу голоценовых внутригрунтовых пластовых ледяных залежей близ пос. Сабетта и позднплейстоценовых инфильтрационно-сегрегационных льдов у пос. Гыда. Это является основанием для вероятностного отнесения изучаемых пластовых льдов к залежам внутригрунтового типа, возникших при автохтонном промерзании межмерзлотных водоносных горизонтов.

### Благодарности

Автор благодарен Н.А. Буданцевой, Д.Ю.Некрасову, Дж.Ю.Васильчук, И.Г.Шоркунову и Л.Б. Блудушкиной за предоставленные материалы и помощь в полевых исследованиях.

### Библиография

1. Бутаков В.И. Особенности формирования геохимического состава подземных льдов Карского региона // Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Тюмень, 2022. 25 с.
2. Бутаков В.И., Слагода Е.А., Опокина О. Л., Томберг И.В., Жученко Н.А. Особенности формирования гидрохимического и микроэлементного состава разных типов подземных льдов мыса Марре-Сале // *Криосфера Земли*. 2020. Том XXIV. № 5. С. 29–44. doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2020-5(29-44).
3. Васильчук Ю.К. *Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций)*. М.: Изд. Отдел. Теоретических проблем РАН. МГУ, ПНИИИС, 1992. В 2-х томах. Т. 1. – 420 с. Т. 2 – 264 с.
4. Васильчук Ю.К. Пластовые ледяные залежи // *Криосфера нефтегазокоденсатных*



месторождений полуострова Ямал. Том 1. Криосфера Харасавейского газоконденсатного месторождения. Тюмень–СПб.: Недра, 2006. С. 160–193.

5. Васильчук Ю.К. Пластовые ледяные залежи в пределах Бованенковского ГКМ (Центральный Ямал) // *Инженерная геология*. 2010. №3. С. 50–67.

6. Васильчук Ю.К. Гомогенные и гетерогенные пластовые ледяные залежи в многолетнемёрзлых породах // *Криосфера Земли*. 2011. Том 15. №1. С. 40–51.

7. Васильчук Ю.К. *Изотопные методы в географии. Часть 2: Геохимия стабильных изотопов пластовых льдов*. В 2-х томах. – М.: Издательство Московского университета, 2012. Том I. – 472 с.

8. Васильчук Ю.К. Геохимический состав подземных льдов севера Российской Арктики // *Арктика и Антарктика*. 2016. № 2. С. 99–115. DOI: 10.7256/2453-8922.2016.2.21378 URL: [https://e-notabene.ru/arctic/article\\_21378.html](https://e-notabene.ru/arctic/article_21378.html)

9. Васильчук Ю.К., Петров О.М., Васильчук А.К. Некоторые замечания о стратиграфическом значении залежи пластового льда в казанцевских отложениях центрального Гыдана // *Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода*. Вып. 55. М.: Наука, 1986. С. 111–117.

10. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К. Вариации  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$  и содержание пылицы и спор в автохтонной гетерогенной пластовой ледяной залежи на реке Еркутаяха на Южном Ямале // *Доклады Российской Академии Наук*. 2011. Том 438. №3. С. 400–405.

11. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А. Изотопный и спорово-пыльцевой состав пластовой ледяной залежи на реке Мордыяха, Центральный Ямал // *Доклады Российской Академии Наук*. 2012. Том 446. №2. С. 204–208.

12. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Подборный Е.Е., Суллина А.Н., Чижова Ю.Н. Голоценовые многоярусные пластовые льды в устье реки Сабеттаяха, полуостров Ямал // *Криосфера Земли*. 2015. №4. С. 39–53.

13. Васильчук А.К., Васильчук Ю.К. Инженерно-геологические и геохимические условия полигональных ландшафтов острова Белый (Карское море) // *Инженерная геология*. 2015. №1. С. 50–65.

14. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Подборный Е.Е., Чижова Ю.Н. Пластовые льды в голоценовых отложениях Западной Сибири // *Криосфера Земли*. 2016. №1. С. 36–50.

15. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук Д.Ю., Васильчук А.К., Гаранкина Е.В., Чижова Ю.Н., Шоркунов И.Г. Изотопно-геохимический состав пластовых ледяных залежей на междуречье рек Мордыяха и Сеяха (Мутная), Центральный Ямал // *Арктика и Антарктика*. 2018. № 1. С.50–75. DOI: 10.7256/2453-8922.2018.1.25833 URL: [https://e-notabene.ru/arctic/article\\_25833.html](https://e-notabene.ru/arctic/article_25833.html)

16. Великоцкий М.А., Мудров Ю.В. К истории развития многолетнемёрзлых пород на севере Западной Сибири // *Развитие криолитозоны Евразии в верхнем кайнозое*. М.: Наука, 1985. С. 29–42.

17. Дубиков Г.И. Парагенез пластовых льдов и мерзлых пород Западной Сибири // *Пластовые льды криолитозоны*. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1982. С. 24–42.

18. Дубиков Г. И. *Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири*. М.: Изд-во “Геос”, 2002. – 246 с.

19. Кореновская И.М., Тарасов М.Н. К вопросу о формировании ионного состава и минерализации льда пресных вод при различных условиях // *Гидрохимические материалы*. 1968. Том XLVII. С. 77–87.

20. Крицук Л.Н. *Подземные льды Западной Сибири*. М.: Науч. мир. 2010, 352 с.

21. Орлянский В.В. Формирование и пространственное размещение залежей подземных льдов на Ямале // *Криогенные процессы и явления в Сибири*. Якутск: изд. ИМ СО АН СССР, 1984. С. 22–31.

22. Пармузин С.Ю., Суходольский С.Е. Пластовые льды Среднего Ямала и их роль в формировании рельефа // *Пластовые льды криолитозоны*. Под ред. проф. А.И.Попова. Якутск: Изд. ИМ СО АН СССР, 1982. С. 51–61.
23. Трофимов В.Т., Баду Ю.Б., Васильчук Ю.К., Фирсов Н.Г. и др. *Экзогеодинамика Западно-Сибирской плиты (пространственно-временные закономерности)* / Под ред. проф. В.Т. Трофимова М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. 246 с.
24. Слагода Е.А., Опокина О.Л., Рогов В.В., Курчатова А.Н. Строение и генезис подземных льдов в верхнелепестово-голоценовых отложениях мыса Марре-Сале (Западный Ямал) // *Криосфера Земли*. 2012. Том XVI. №2. С. 9–22.
25. Стрелецкая И.Д., Лейбман М.О. Криогеохимическая взаимосвязь пластовых льдов, криопэгов и вмещающих их отложений Центрального Ямала // *Криосфера Земли*. 2002. Том VI. №3. С. 15–24.
26. Стрелецкая И.Д., Каневский М.З., Васильев А.А. Пластовые льды в дислоцированных четвертичных отложениях Западного Ямала // *Криосфера Земли*. 2006. Том X. №2. С. 68–78.
27. Фотиев С.М. Закономерности формирования ионно-солевого состава природных вод Ямала // *Криосфера Земли*. 1999. Том 3. № 2. С. 40–65.
28. Хименков А.Н. *Формирование криогенного строения морских отложений* / Автореф.дисс. на соиск.уч.ст.канд. геол.-мин. наук. М.: ПНИИИС, 1985. 23 с.
29. Ji X., Abakumov E., Polyakov V., & Xie X. Mobilization of geochemical elements to surface water in the active layer of permafrost in the Russian Arctic // *Water Resources Research*. 2021. 57. e2020WR028269. <https://doi.org/10.1029/2020WR028269>
30. Michel F.A. The relationship of massive ground ice and the Late Pleistocene history of Northwest Siberia // *Quaternary International*. 1998. Vol. 45/46. P. 43–48.
31. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Budantseva N.A., Chizhova Ju.N. Papesch W., Podborny Ye.Ye. 14C age, stable isotope composition and pollen analysis of massive ice, Bovanenkovo gas field, Central Yamal Peninsula // *Geography, Environment, Sustainability*. 2014. Vol. 7. N2. P. 49–70. doi: 10.24057/2071-9388-2014-7-2-49-70
32. Vasil'chuk Yu.K., Murton J.B. Stable isotope geochemistry of massive ice // *Geography, Environment, Sustainability*. 2016. N3(9). P. 4–24. doi: 10.15356/2071-9388\_03v09\_2016\_01
33. Vasil'chuk Yu., Budantseva N., Vasil'chuk A., Chizhova Ju., Podborny Ye., Vasil'chuk J. Holocene multistage massive ice, Sabettayakha river mouth, Yamal Peninsula, northernwest Siberia // *GeoRes J*. 2016. Vol. 9. P. 54–66. doi: 10.1016/j.grj.2016.09.00.

## Результаты процедуры рецензирования статьи

В связи с политикой двойного слепого рецензирования личность рецензента не раскрывается.

Со списком рецензентов издательства можно ознакомиться [здесь](#).

Предмет исследования являются, по мнению автора, обследование и анализ ионного состава пластовых ледяных залежей в условиях эксплуатации холодного климата Ямала: Бованенково, Еркутаяха и Мордыяха.

Методология исследования исходя из анализа статьи можно сделать вывод о использовании проб из пластовых льдов использована методика выполнения измерений массовой концентрации катионов  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^{+}$ ,  $\text{K}^{+}$ ,  $\text{NH}_4^{+}$  в пробах питьевой, минеральной, природной и сточной воды методом ионной хроматографии ФР.1.31.2005.01738, Диапазон определяемых концентраций 0,10-20,00 мг/дм<sup>3</sup>, для определения анионов - использована методика выполнения измерений массовой концентрации  $\text{Cl}^{-}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{NO}_3^{-}$  в пробах питьевой, минеральной, природной и сточной

воды методом ионной хроматографии ФР.1.31.2005.01724, диапазон определяемых концентраций 0,10-20,00 мг/дм<sup>3</sup> и методика выполнения измерений массовой концентрации ионов в пробах природной, питьевой и сточной воды методом ионной хроматографии ПНД Ф 14.1:2:4. 132-98, Диапазон определяемых концентраций по катионам 0,10-150,00 мг/дм<sup>3</sup> на ионном хроматографе «Стайер», предел детектирования по хлорид-иону 0,02 мг/л. В лаборатории стабильных изотопов географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова проводилось определения изотопного состава кислорода и водорода во льду жил выполнялось на масс-спектрометре Delta-V Plus с использованием комплекса газ-бенч.

Автором также использовался метод литературного анализа, сравнительных характеристик географических объектов и процессов, метод построения диаграмм.

Актуальность затронутой темы связано с тем, что химический состав ледяных пластов чаще всего пресный или ультрапресный, что в равной мере присуще и ледникам, и погребенным ледниковым льдам, и внутригрунтовым подземным льдам. Одним из важных критериев для оценки природы пластовых ледяных залежей является приуроченность наиболее крупных массивов к территориям низменностей, которые в позднем плейстоцене испытывали влияние морских трансгрессий. Исследования автора статьи на основе анализа большого массива данных о минерализации подземных льдов в разных районах криолитозоны России позволили разработать классификацию, помогают понять механизм в холодном российском климате и дает возможность проанализировать систему и ее компоненты.

Научная новизна заключается в попытке автора статьи на основе проведенных исследований исследован ионный состав трех мощных залежей пластового льда в центральной и южной частях Ямала ближе всего к ионному составу голоценовых внутригрунтовых пластовых ледяных залежей и позднеплейстоценовых инфильтрационно-сегрегационных льдов, что является основанием для вероятностного отнесения изучаемых пластовых льдов к залежам внутригрунтового типа, возникших при автохтонном промерзании межмерзлотных водоносных горизонтов.

Стиль, структура, содержание стиль изложения результатов достаточно научный. Статья снабжена богатым иллюстративным материалом, отражающим процесс создания системы фасадной теплоизоляционной композитной с наружными штукатурными слоями. Таблицы, фотографии и схемы, и графики иллюстративны.

Библиография весьма исчерпывающая для постановки рассматриваемого вопроса, но не содержит ссылки на нормативно-правовые акты.

Апелляция к оппонентам представлена в выявлении проблемы на уровне имеющейся информации, полученной автором в результате анализа.

Выводы, интерес читательской аудитории в выводах есть обобщения, позволяющие применить полученные результаты. Целевая группа потребителей информации в статье не указана.

Арктика и Антарктика

Правильная ссылка на статью:

Васильчук Ю.К., Гинзбург А.П., Токарев И.В., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Паламарчук В.А., Васильчук Д.Ю., Блудушкина Л.Б., Слышкина Е.С. Стабильные изотопы кислорода и водорода в сезонных буграх пучения в долине р. Чара, Забайкалье // Арктика и Антарктика. 2024. № 2. DOI: 10.7256/2453-8922.2024.2.70706 EDN: VQZHAS URL: [https://nbpublish.com/library\\_read\\_article.php?id=70706](https://nbpublish.com/library_read_article.php?id=70706)

## Стабильные изотопы кислорода и водорода в сезонных буграх пучения в долине р. Чара, Забайкалье

**Васильчук Юрий Кириллович**

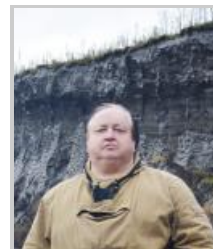
ORCID: 0000-0001-5847-5568

доктор геолого-минералогических наук

профессор; кафедра геохимии ландшафтов и географии почв; Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

119991, Россия, г. Москва, ул. Ленинские Горы, 1, оф. 2009

✉ [vasilch\\_geo@mail.ru](mailto:vasilch_geo@mail.ru)



**Гинзбург Александр Павлович**

младший научный сотрудник; ГАУ ЯНАО «Научный центр изучения Арктики» и Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН

629007, Россия, г. Салехард, ул. Республики, 20

✉ [alexandrginzburg13154@yandex.ru](mailto:alexandrginzburg13154@yandex.ru)



**Токарев Игорь Владимирович**

кандидат геолого-минералогических наук

ведущий специалист; Научный парк Санкт-Петербургского государственного университета

199034, Россия, г. Санкт-Петербург, ул. Университетская, 7

✉ [tokarevigor@gmail.com](mailto:tokarevigor@gmail.com)



**Буданцева Надежда Аркадьевна**

кандидат географических наук

старший научный сотрудник; Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова; географический факультет; кафедра геохимии ландшафтов и географии почв

119991, Россия, г. Москва, ул. Ленинские Горы, 1, оф. 2007

✉ [nadin.budanceva@mail.ru](mailto:nadin.budanceva@mail.ru)



**Васильчук Алла Константиновна**

ORCID: 0000-0003-1921-030X

доктор географических наук

ведущий научный сотрудник; Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; географический факультет; НИЛ Геоэкологии Севера и географии почв

119991, Россия, г. Москва, ул. Ленинские Горы, 1, оф. Ж10

✉ [alla-vasilch@yandex.ru](mailto:alla-vasilch@yandex.ru)



**Паламарчук Валентина Анатольевна**

младший научный сотрудник; Научный центр изучения Арктики и Институт криосферы Земли СО РАН

629007, Россия, г. Салехард, ул. Республики, 20

✉ VAPalamarchuk@yanao.ru

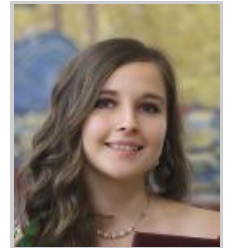


**Васильчук Джессика Юрьевна**

младший научный сотрудник; Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова;  
географический факультет; кафедра геохимии ландшафтов и географии почв

119991, Россия, г. Москва, ул. Ленинские Горы, 1, оф. 2007

✉ jessica.vasilchuk@gmail.com

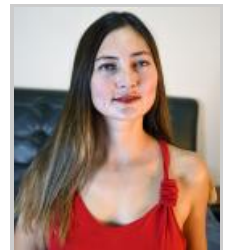


**Блудушкина Любовь Бахтияровна**

младший научный сотрудник; Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова;  
географический факультет; Научно-исследовательская лаборатория геоэкологии Севера

119991, Россия, г. Москва, ул. Ленинские Горы, 1, оф. 2007

✉ bludushkina19@mail.ru



**Слышкина Елена Сергеевна**

младший научный сотрудник; Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова;  
географический факультет; Научно-исследовательская лаборатория геоэкологии Севера и Начальник  
лаборатории АО "Атомэнергoproект"

119991, Россия, г. Москва, ул. Ленинские Горы, 1, оф. ж10

✉ lena.slyshkina@gmail.com



[Статья из рубрики "Многолетнемерзлые породы и подземные льды Арктики, Антарктики и горных регионов"](#)

**DOI:**

10.7256/2453-8922.2024.2.70706

**EDN:**

VQZHAS

**Дата направления статьи в редакцию:**

11-05-2024

**Аннотация:** Предметом исследования является распределение изотопного состава кислорода и водорода во льду сезонных бугров пучения в долине р. Чара. В центральной части Восточной Сибири распространены сплошные по вертикали и латерали многолетнемерзлые породы, их свойства неоднократно изменяются на относительно небольших участках территории, особенно на территории Чарской котловины, расположенной в северном Забайкалье в окружении горных хребтов Кодар и

Удокан. На территории котловины общей площадью не более 130 кв. км широко распространены криогенные процессы, оказывающие значительное влияние на мосты, дорожное полотно, ЛЭП и объекты горнодобывающей промышленности (ГМК «Удоканская медь» и др.). Одним из таких процессов является криогенное (морозное) пучение грунтов. Летом 2023 г. авторами были описаны два сезонных бугра пучения в заболоченных залесённых понижениях на периферии Чарских песков (в термосуффузионных воронках). Были отобраны образцы льда из ядер бугров, изучен изотопный состав кислорода и водорода во льду ядер сезонных бугров пучения. Установлено, что сезонные бугры пучения формируются преимущественно за счет промерзания переувлажненного сезонно-талого слоя сверху-вниз, иногда часть льда намерзает снизу-вверх при встречном промерзании пород на нижней границе СТС. Распределение значений изотопного состава по вертикали, его облегчение сверху-вниз, а также соотношение  $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$  во льду указывает на сравнительно быстрое промерзание воды, сверху-вниз, в условиях закрытой системы, в течение одного цикла. В слоях льда, отобранных по горизонтали, получены очень близкие значения изотопного состава (например в бугре 1 по значениям  $\delta^{18}\text{O}$  от  $-17,51$  до  $-17,32\text{‰}$ ), что указывает на последовательное горизонтальное намораживание слоев льда. Наклоны линий соотношения  $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$  для льда бугров составляют  $5,82$  (бугор 1) и  $5,95$  (бугор 2). Наклон линии соотношения  $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$  меньше  $8-7,3$  указывает на промерзание воды в условиях закрытой системы, в течение одного цикла, без подтока влаги. Распределение изотопных значений во льду бугра 2 может указывать на одновременное двустороннее промерзание объема воды.

**Ключевые слова:**

многолетнемерзлые попорды, сезонные бугры пучения, ледяное ядро, изотопы кислорода, изотопы водорода, сегрегационное ледяное ядро, инъекционное ледяное ядро, сезонно-талый слой, Чарская котловина, Северное Забайкалье

*Работа выполнена в рамках проекта Российского научного фонда (грант № 23-17-00082 - полевые исследования и обобщение данных). Изотопные измерения выполнены в Ресурсном центре «Рентгенодифракционные методы исследования» Научного парка Санкт-Петербургского государственного университета в рамках программы ГЗ №АААА-А19-119091190094-6.*

**Введение**

Криогенное пучение грунтов, выражающееся в увеличении объема грунта ввиду промерзания содержащейся в нём гравитационной влаги, способно наносить значительный урон линейным и площадным сооружениям.<sup>[1,2]</sup> Интенсивность криогенных процессов и динамика свойств мерзлотных форм рельефа находятся в тесной связи с климатическими условиями. Определение закономерностей динамики свойств криогенных процессов и явлений, а также установление характера её связи с климатическими изменениями на современном этапе – одна из приоритетных геокриологических задач<sup>[3]</sup>. Криолитозона северного Забайкалья за последние 60 лет претерпела значительную трансформацию под влиянием климатических изменений. Так, произошло сдвигание южных границ областей распространения ММП и сплошного распространения ММП на несколько сотен км к северу.<sup>[4]</sup> Это привело к активизации многочисленных экзогенных геологических процессов, связанных с вытаяванием льда



ММП – течению каменных глетчеров, заболачиванию, термокарсту и термоэрозии.<sup>[4,5]</sup>

В Забайкалье сезонные бугры пучения наиболее широко развиты в днищах падей и долин впадающих притоков в суглинистых, влажных, заторфованных грунтах. Кроме того, они встречаются на заболоченных и замшелых участках террас, а также на пологих склонах водоразделов. Основным источником питания сезонных бугров являются надмерзлотные воды.<sup>[6]</sup>

Е.А.Втюрина<sup>[7]</sup> отмечала, что глубокое летнее протаивание грунтов района благоприятно для сезонного пучения, многолетние же бугры здесь встречаются редко. Сезонные и многолетние бугры пучения и термокарст, связанный здесь с инъекционными льдами, развиты слабо в Нерчинском районе. А в Верхне-Аргунском подрайоне многолетние бугры пучения особенно многочисленны в верховьях р.Урулунгуя. К югу количество и размеры их заметно сокращаются.

Сезонные бугры пучения распространены на всей территории Юго-Восточного Забайкалья, особенно в его центральной части. Диаметр их колеблется от 2-3 до 20-30 м, высота – от 0,5-1 до 2-3 м. Длина продолговатых бугров, как установлено И.Я.Барановым<sup>[8]</sup>, иногда достигает 100 м, а ширина их 1,5-2 м.

Строение сезонных бугров также различно: среди них встречаются и бугры с ледяным ядром, и бугры с ядром из чередующихся ледяных и грунтовых прослоек. Последние наблюдались близ с.Удыча, около рудника Абагайтуй. Сезонные бугры обычно приурочены к днищам долин, падей и котловин и к подножиям склонов преимущественно южной экспозиции.<sup>[7]</sup>

Чарская котловина – один из немногих районов северного Забайкалья, где были встречены сезонные бугры пучения с мощным ледяным ядром (рис. 1-6), однако детальных сведений о них немного,<sup>[9]</sup> а изотопных характеристик почти нет, в связи с чем изучение их морфологических и изотопно-геохимических свойств весьма актуально. Можно с уверенностью утверждать, что сезонные бугры пучения встречающиеся в Чарской котловине являются едва ли не самыми выразительными сезонными криогенными образованиями в криолитозоне России и содержат ледяные линзы достигающие мощности 1-2 м, диаметром в несколько десятков метров (см. рис. 1-3).

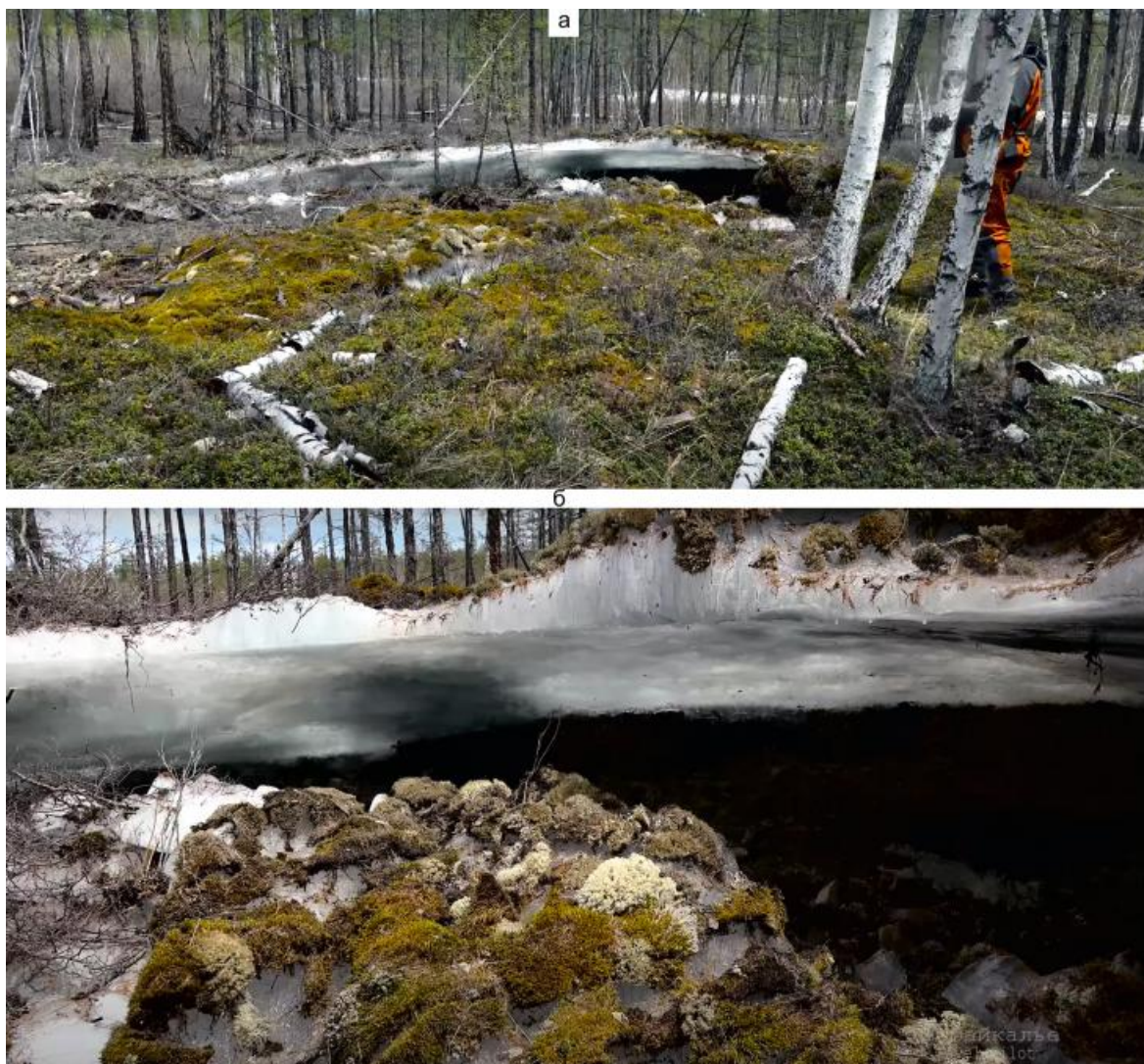


Рис. 1. Сезонный инъекционный бугор пучения в Чарской котловине в Забайкалье: а – общий вид, б – ледяная линза в верхней части бугра. Фото Pavel Pilot, с сайта: <https://yandex.ru/video/preview/6028501455540695274>

Весной во время максимального подъема грунтов размеры однолетних бугров пучения достигают 10 м в высоту и от 20 до 100 м в поперечнике. Обычно большие величины пораженности пучением грунтов характерны для узких (80-100 м) участков долин, где на фоне развития сегрегационного пучения формируются зоны с инъекционным пучением, а в сумме пучение достигает значительных величин. Например, в падах Кислой и Сенной (Читинская область) высота инъекционных бугров пучения достигает 8-9 м при диаметре 30-50 м, а в Муйской и Чарской впадинах, по долинам рек Хана, Олёкма и Нюкжа, высота бугров пучения варьирует от 1,5 до 10 м, диаметр – от 20 до 100 м. Многолетние бугры пучения встречаются в указанных выше впадинах и долинах рек, а в долине р.Шилки В.К.Лапердин наблюдал бугры пучения высотой 7-8 м и диаметром 40-50 м, которые сохранялись не более трех лет и исчезали. Возраст “долгожителей” – многолетних бугров пучения в Чарской котловине – достигал 300 лет, высота 16 м, диаметр – 80-100 м. Разрушение крупных многолетних бугров в рельефе выражается термокарстовыми провалами, воронками, озерами, площадью до 0,5 км<sup>2</sup>.<sup>[10]</sup>





Рис. 2. Сезонный инъекционный бугор пучения с мощной ледяной линзой под метровым слоем торфа в верхней части бугра в Чарской котловине, в Забайкалье. Фото В.Г. Подгорбунского





Рис. 3. Сезонный инъекционный бугор пучения с мощной ледяной линзой в Чарской котловине, в Забайкалье. Фото В.Г. Подгорбунского





Рис. 4. Сезонный инъекционный бугор пучения, в Чарской котловине в Забайкалье. Фото А.Гинзбурга

Сезонные бугры пучения в Чарской котловине уже в начале лета начинают протаивать и распадаться (рис. 5) и к концу лета на месте протаивания ледяных ядер сезонных бугров пучения остаются внушительные воронки, глубиной до 1 м и более (рис. 6).





Рис. 5. Вытаивающее ледяное ядро сезонного торфяного бугра пучения вблизи Чарских песков в июле 2022 г. Фото В.Паламарчук



Рис. 6. Воронки на месте протаивания сезонных бугров пучения в Чарской котловине, в Забайкалье. Фото А.Гинзбурга

Целью работы является детальное исследование изотопного состава линз льда в ядре сезонных бугров пучения в Чарской котловине, выявление направления и условий промерзания, зафиксированных в изотопной записи, установление изотопного состава воды из которой сформировались ледяные линзы в ядре сезонных бугров пучения и сопоставление изотопных кривых по льду сезонных бугров пучения в Чаре с изотопными данными из льда сезонных бугров, исследованных в разных районах криолитозоны России и Канады.

#### **Физико-географические условия района исследования**

Песчаный массив Чарские пески расположен на междуречье рек Верхний и Средний Сакукан в центральной части Чарской котловины ( $56^{\circ}50'43.61''$  с.ш.,  $118^{\circ}08'25.78''$  в.д.),



его площадь составляет примерно  $9,5 \times 3,6$  км, а абсолютная высота достигает 811 м (рис. 7).

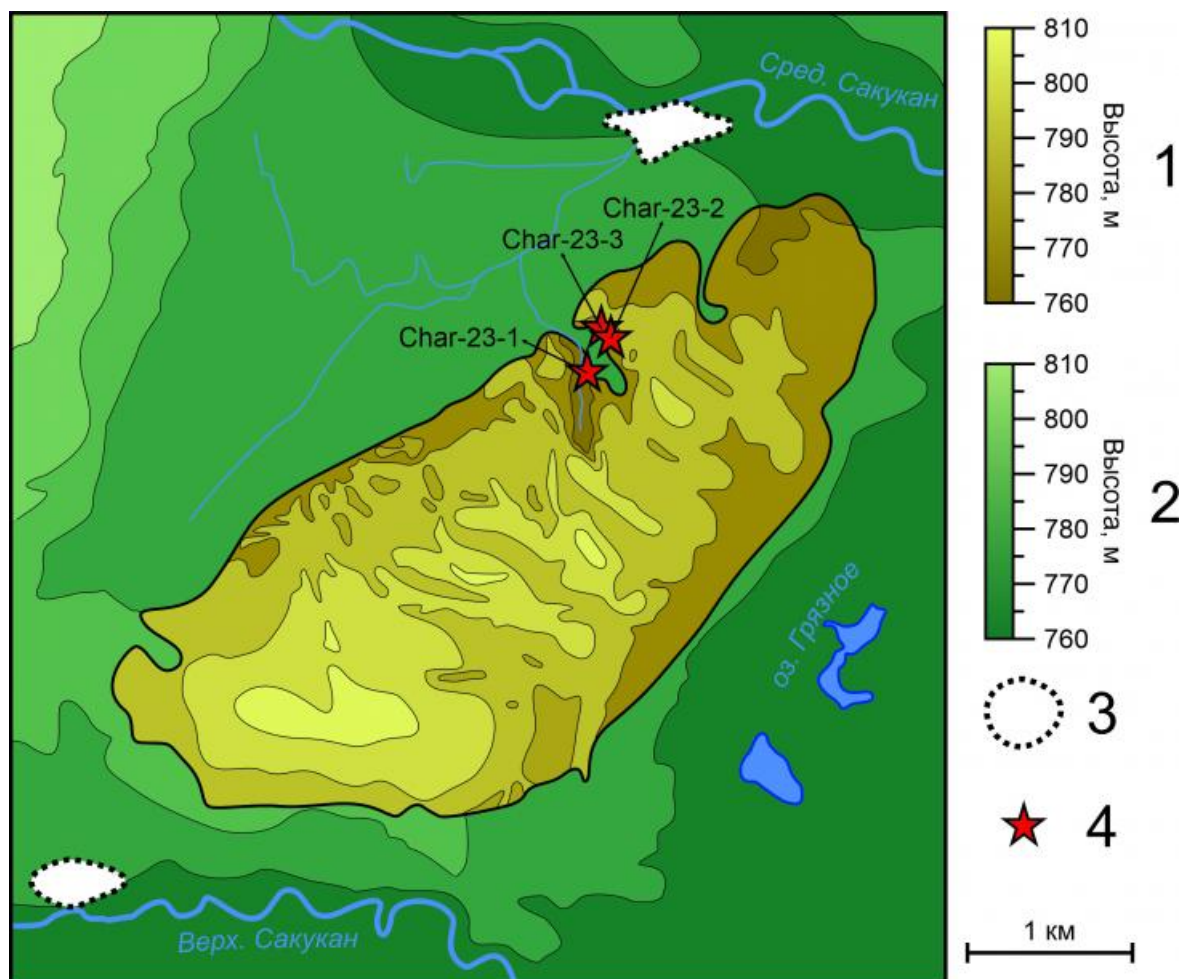


Рис. 7. Картосхема района исследований вблизи Чарских песков: 1 – шкала высот песчаного массива; 2 – шкала высот окружающей местности; 3 – места формирования наледей; 4 – места расположения исследованных бугров пучения.

Сам массив представляет собой череду незакреплённых перевеваемых песчаных дюн, в основном серповидных по форме. Склоны массива, особенно в южной и юго-восточной частях весьма крутые, достигают  $35-35^\circ$ , в северной части – более пологие. В северной части песчаного массива также часто наблюдаются воронкообразные залесённые и заболоченные понижения, развитые в условиях ухудшенного дренажа. По этим понижениям идёт разгрузка подземных вод песчаных массивов, в них образуются ручьи и протоки, а также формируется относительно прохладный микроклимат.

### Геолого-геоморфологические особенности территории

Толща дочетвертичных отложений представлена мощным складчатым фундаментом преимущественно магматического происхождения. Среди пород фундамента доминируют архее-протерозойские граниты, гранодиориты, габбро, габбро-дiorиты и др., пронизанные нижнепротерозойскими и позднеюрскими интрузиями.<sup>[11]</sup> На некоторых участках территории поверхность сложена осадочной мел-четвертичной толщей, большая часть днища котловины сложена полигенетичным четвертичным чехлом, мощность которого варьирует в зависимости от проявлений дочетвертичного рельефа. Предгорные части днища котловины сложены ледниковыми, водно-ледниковыми и склоновыми песками, супесями и валунными суглинками. Ближе к руслу р. Чары большая часть сложена позднечетвертичным, в т.ч. голоценовым аллювием – средними и крупными

песками с прослоями дресвы и галечника.<sup>[12]</sup>

Сложенные скальными породами коренные склоны хребтов Кодар, более крутые, и Удокан, более пологие, спускаются в выположенное дно Чарской котловины, рельеф которого местами осложнён конечно-моренными грядами и водно-ледниковыми террасами, а также подгорными шлейфами, в отложениях которых содержатся обломки скальных пород. Наиболее низкие геоморфологические уровни – поймы и низкие надпойменные террасы, возвышаются в среднем на 5–10 м над уровнем воды.<sup>[13]</sup> Отложения террас и пойм р. Чары и её притоков содержат повторно-жильные льды, активное вытаивание которых приводит к образованию многочисленных оврагов и промоин, а также к быстрому отступанию берегов.

### **Многолетнемерзлые породы и криогенные процессы**

Чарская котловина расположена в области сплошных низкотемпературных многолетнемерзлых пород (ММП), однако ввиду расчленённости рельефа, разнообразия их экспозиций и неоднородности свойств почвенно-растительного покрова проявляется пестрота температурного поля и льдистости ММП.<sup>[14,15]</sup> Наиболее низкие температуры ММП на глубинах нулевых сезонных колебаний наблюдаются в курумах склонов хребта Удокан, она составляет около  $-9,4^{\circ}\text{C}$ .<sup>[15]</sup> В ландшафтах подгорных шлейфов, песчаных и супесчаных террас температуры ММП изредка достигают значений  $-4$ ,  $-3^{\circ}\text{C}$ , а на незадернованных песчаных массивах наподобие Чарских песков эта температура вообще положительна – примерно  $+0,3^{\circ}\text{C}$ .<sup>[15,16]</sup> Под руслами рек распространены несквозные таликовые зоны.<sup>[17]</sup> Сезонное протаивание в Чарской котловине начинается в начале мая и заканчивается в октябре. Глубокому промерзанию в зимний период способствуют невысокая мощность снежного покрова, а также в среднем небольшая мощность растительного покрова. Средние максимальные мощности сезонноталого слоя (СТС) достигают 1–1,5 м, а на перевеваемых песчаных массивах она составляет 6–8 м, при этом в их толще сформированы ММП несливающегося типа – на глубине 8–15 м пески имеют околонулевые положительные температуры.<sup>[15,18,19]</sup>

На относительно небольшой площади Чарской котловины развиты разнообразные криогенные процессы и явления. К наиболее распространённым относятся комплексы склоновых процессов двух типов – гольцового среднегорья и редколесно-таёжного средне- и низкогорья.<sup>[14]</sup> К первому типу относятся активная криогенная десерпция, подповерхностный смыв, гольцовое льдообразование, криогенное выветривание и др. Особенностью строения гольцово-тундровых склонов горных хребтов являются многочисленные курумы – массивы щебня и каменных глыб с ММП в основании.<sup>[19,20]</sup> Ко второму типу относятся термоэрозия и термосолифлюкция, видоизменяющие мезо- и микрорельеф склонов, сформированный в холодное время среднего и позднего плейстоцена.<sup>[21]</sup> Криогенные растрескивание и пучение пород весьма широко распространены на равнинных частях территории Северного Забайкалья, Южной Якутии и Дальневосточного региона.<sup>[9,14]</sup> На реках в результате разгрузки подземных вод образуются мощные наледи, часто разрушающие пути сообщения и изменяющие морфологию русел.<sup>[22]</sup>

### **Климатические условия**

Чарская котловина расположена в области резко-континентального климата, при этом положение между высокими и протяжёнными горными хребтами способствует

значительной изоляции этой территории от региональной атмосферной циркуляции, выводя на первый план локальные микроклиматические особенности – в первую очередь, горно-долинную циркуляцию воздуха.

Среднегодовая температура воздуха в Чаре составляет  $-6,6^{\circ}\text{C}$  за счёт очень низких зимних температур. Самый холодный месяц в течение года – январь, температура которого в среднем за период наблюдения опускалась до  $-31,8^{\circ}\text{C}$ , а самый тёплый – июль, когда воздух в среднем прогревался до  $+16,8^{\circ}\text{C}$ . Минимальная температура за период метеонаблюдений установилась в феврале 1969 г., она достигла  $-56,2^{\circ}\text{C}$ , максимальная – в июне 1954 г., она составляла  $+35,0^{\circ}\text{C}$  (рис. 8). Переходы температуры воздуха через отметку  $0^{\circ}\text{C}$  в Чаре наблюдается в основном в первой половине апреля и в конце сентября – начале октября. Годовой ход температуры воздуха имеет довольно плавную форму. Рост среднегодовой температуры воздуха за период последних 85 лет относительно невелик, градиент роста температуры воздуха в январе равен  $0,046^{\circ}\text{C}/\text{год}$  (или  $0,44^{\circ}\text{C}/10$  лет), градиент роста температуры июля –  $0,01^{\circ}\text{C}/\text{год}$  ( $0,09^{\circ}\text{C}/10$  лет), а роста среднегодовой температуры воздуха –  $0,024^{\circ}\text{C}/\text{год}$  ( $0,22^{\circ}\text{C}/10$  лет). Таким образом, зимние и среднегодовые температуры растут медленно, а летние – ещё медленнее (см. рис. 8).

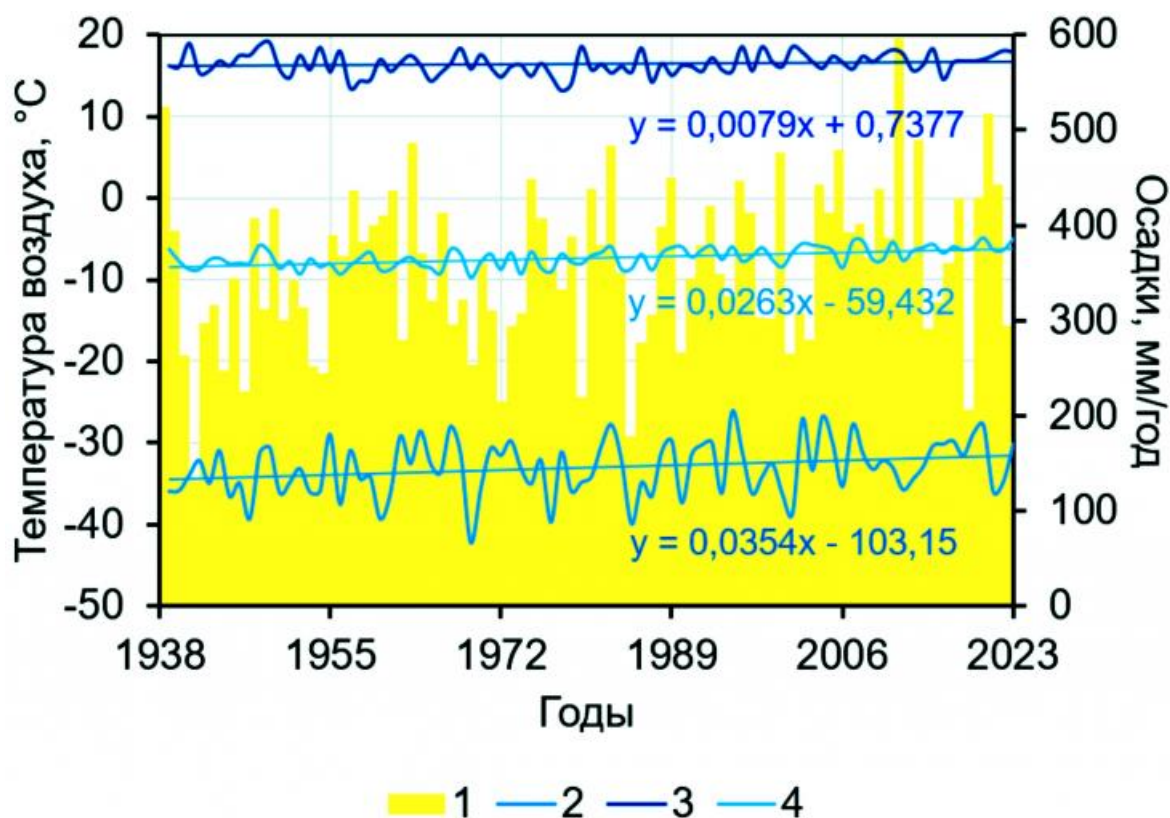


Рис. 8. Климат в пос. Чара в период с 1938 по 2023 гг.: 1 – среднегодового количества осадков; средние температуры воздуха: 2 – января; 3 – июля; 4 – за год; и уравнения линий тренда роста температур воздуха за этот период (по данным метеостанции Чара [\[23\]](#))

Среднее количество осадков, выпадающее здесь в год, составляет 381 мм. Варьирование в течение периода последних 85 лет происходило в широких пределах – от 132 до 596 мм/год. Внутригодовое распределение осадков крайне неоднородное, в зимние месяцы количество осадков редко превышает 5 мм/мес, весной это количество возрастает примерно в 10–20 раз (до 50–100 мм/мес), а летом достигает 120–150 мм и более. С резкими повышениями количества выпадающих осадков связаны мощные весенне-летние половодья на реках. [\[24\]](#)

### Почвенный и растительный покров

Почвенный покров дна котловины отличается невысокой мозаичностью, в его структуре преобладают глеезёмы и торфяно-глеезёмы преимущественно песчаного гранулометрического состава под влажными осоковыми, осоково-моховыми и осоково-разнотравными растительными сообществами. Они формируются на аллювиальных песках, также небольшие ареалы торфяно-глеезёмов образуются на суглинистых заторфованных озёрных и озёрно-аллювиальных отложениях в условиях неглубокого (до 0,5 м) от поверхности залегания кровли ММП. На возвышенных участках рельефа, сложенных крупнозернистыми хорошо сортированными песками, под редколесьями лиственницы сибирской (*Larix sibirica*), развиваются мощные профили подзолов иллювиально-железистых, глубоко протаивающих в тёплое время года.<sup>[25]</sup> В пределах песчаного массива Чарские пески образованы фрагментарные ареалы псаммозёмов, перемежающиеся широкими пространствами незадернованных песков.<sup>[26]</sup>

Вертикальные распределения валового содержания химического состава почв характеризуются относительно монотонными распределениями большей части макроэлементов – Mg, Ca, Ti, Mn. Их средние содержания относительно невысоки – до 1% (реже до 2,5). Верхние части профилей почв на песчаных породах в основном обеднены макроэлементами, за исключением Mg. Значения коэффициентов радиальной дифференциации в верхних частях профилей составляют от 0,3 до 0,7. Горизонт ММП, в сравнении с горизонтами СТС почвы, обогащены некоторыми элементами, например, Si (валовое содержание равно 9–25%) и Al (1,3–2,4%).<sup>[27]</sup> Наиболее распространёнными типами радиальной почвенно-геохимической структуры криогенных ландшафтов Чарской котловины являются сочетания лессивированного и иллювиального типа в пределах катены вблизи пгт. Новая Чара, а также гумусово-элювиального и гумусово-иллювиального в рамках катены национального парка «Кодар» (Чарские пески). Латеральная почвенно-геохимическая структура свидетельствует об относительной однородности распределений большей части химического состава почв.<sup>[28,29]</sup>

### Объекты исследования

Объекты исследований представляют из себя три относительно невысоких сезонных торфяных бугра пучения, расположенных в северо-западной части песчаного массива Чарские пески в понижениях, возникших в результате размывания песчаного массива течением подземных вод (рис. 9). Исследованные бугры имеют высоты 80–120 см, верхние 20 – 30 см торфа в момент исследования были оттаявшими, ниже располагался мёрзлый торф и слои льда.



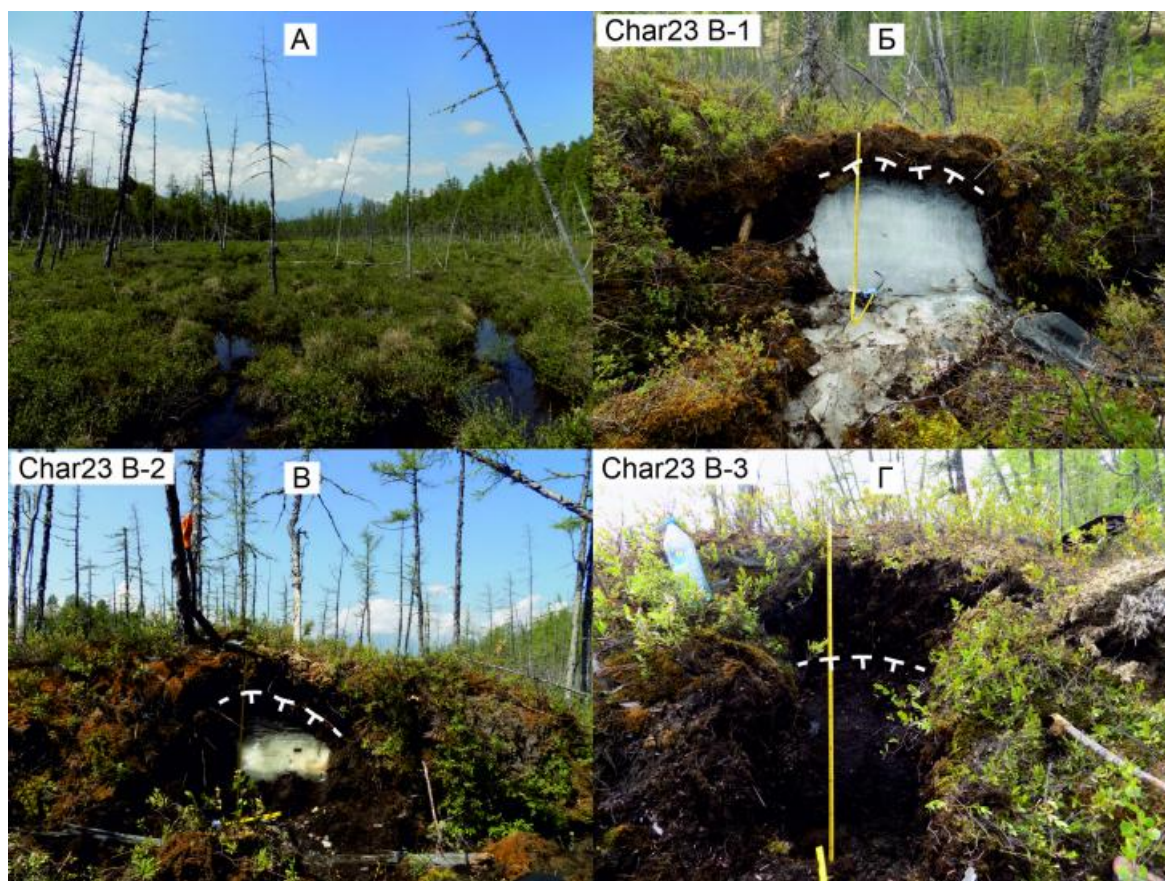


Рис. 9. Объекты исследования: А – заболоченное понижение термосульфозионной воронки в Северо-Западной части Чарских песков; Б, В, Г – бугры пучения Char23 В-1, Char23 В-2 и Char23 В-3. Пунктиром с засечками обозначена верхняя граница ММП в профилях бугров, засечки направлены в сторону ММП. Фото В.А. Паламарчук

Верхняя часть разрезов, заложенных на буграх, вскрывает современную растительность мохово-сфагнового ботанического состава, иногда пронизанную живыми корнями и содержащую остатки древесной растительности. Ниже залегает более разложившийся торф тёмно-бурого цвета и аналогичного растительного состава, непосредственно под СТС этот торф мёрзлый, чаще всего имеет массивную криотекстуру, низкую и среднюю льдистость. Ледяные ядра бугров пучения состоят в основном из прозрачного и полупрозрачного белого льда с выраженной вертикальной или горизонтальной слоистостью. Изредка такие слои сменяются менее мощными серыми непрозрачными слоями льда, содержащими небольшое количество грунтовых частиц. В разрезе бугра Ch-23-2 под слоями льда был встречен ещё один слой торфа высокой визуальной оценённой льдистости и порфиновой криотекстуры. В разрезе бугра Ch-23-3 под слоями мёрзлого торфа был обнаружен слой талого серого влагонасыщенного песка, который был в значительной степени прокрашен тонкодисперсными частицами органического вещества (рис. 10).

### ***Послойные описания строения исследованных бугров***

#### ***1. Бугор Ch-23-1***

Высота опробованной части: 80 см; Мощность торфа: 0–20 см; Мощность СТС: 15 см.

- *Слой 1:* Современный сфагново-моховый покров, 0-5 см; рыхлый, практически сухой, рыжевато-бурый.
- *Слой 2:* Торф талый сфагново-моховый с фрагментами древесной растительности, 5-15

см; средней степени разложения, рыхлый, свежий, тёмно-бурый.

- *Слой 3:* Торф мёрзлый сфагново-моховый с фрагментами древесной растительности, 15-20 см; средней степени разложения, средней льдистости, массивной криотекстуры, тёмно-бурый к чёрному.

- *Слой 4:* Лёд серый, 20 – 28 см; непрозрачный, с большим количеством пузырьков воздуха, непрочный.

- *Слой 5:* Лёд белый, 28 – 70 см; полупрозрачный, вертикально-слоистый, без явных включений, повышенной прочности.

- *Слой 6:* Лёд серый, 70 – 80 см; непрозрачный, с большим количеством пузырьков воздуха, непрочный, с редкими включениями минерального грунта.

## 2. Бугор Ch-23-2

Высота опробованной части: 90 см; Мощность торфа: 0 – 35 и 70 – 90 см; Мощность СТС: 30 см.

- *Слой 1:* Современный сфагново-моховый покров с фрагментами древесной растительности, 0-8 см; рыхлый, практически сухой, рыжевато-бурый.

- *Слой 2:* Торф талый сфагново-моховый с фрагментами древесной растительности, 8-27 см; средней степени разложения, рыхлый, свежий, тёмно-бурый.

- *Слой 3:* Торф мёрзлый сфагново-моховый с фрагментами древесной растительности, 27-35 см; средней степени разложения, средней льдистости, массивной криотекстуры, тёмно-бурый к чёрному.

- *Слой 4:* Лёд горизонтально-слоистый, 35-54 см; прослой прозрачные и серые непрозрачные, с малым количеством пузырьков воздуха.

- *Слой 5:* Лёд белый, 54-70 см; прозрачный, без признаков слоистости, без явных включений, повышенной прочности.

- *Слой 6:* Торф мёрзлый сфагново-моховый с фрагментами древесной растительности, 70-82 см; средней степени разложения, высокой льдистости, порфировой криотекстуры, тёмно-бурый к чёрному.

- *Слой 7:* Торф мёрзлый сфагново-моховый с фрагментами древесной растительности, 82-90 см; высокой степени разложения, средней льдистости, массивной криотекстуры, тёмно-бурый к чёрному.

## 3. Бугор Ch-23-2

Высота опробованной части: 120 см; Мощность торфа: 0 - 120 см; Мощность СТС: 50 см.

- *Слой 1:* Современный сфагново-моховый покров с фрагментами древесной растительности, 0-15 см; рыхлый, практически сухой, рыжевато-бурый.

- *Слой 2:* Торф талый сфагново-моховый с фрагментами древесной растительности, 15-50 см; средней степени разложения, рыхлый, свежий, тёмно-бурый.

- *Слой 3:* Торф мёрзлый сфагново-моховый с фрагментами древесной растительности, 50-100 см; средней степени разложения, средней льдистости, массивной криотекстуры, тёмно-бурый к чёрному.



· Слой 4: Песок талый, влагонасыщенный, 100-120 см; серый, заторфованный, рыхлый.

*Отобранные образцы.* Всего в ходе полевых исследований в 2023 г. из исследованных бугров пучения были отобраны 23 образца льда из ледяных ядер (рис. 11, табл. 1) и 24 образца торфа, в т.ч. 2 из них – для проведения радиоуглеродного анализа (см. рис. 10).

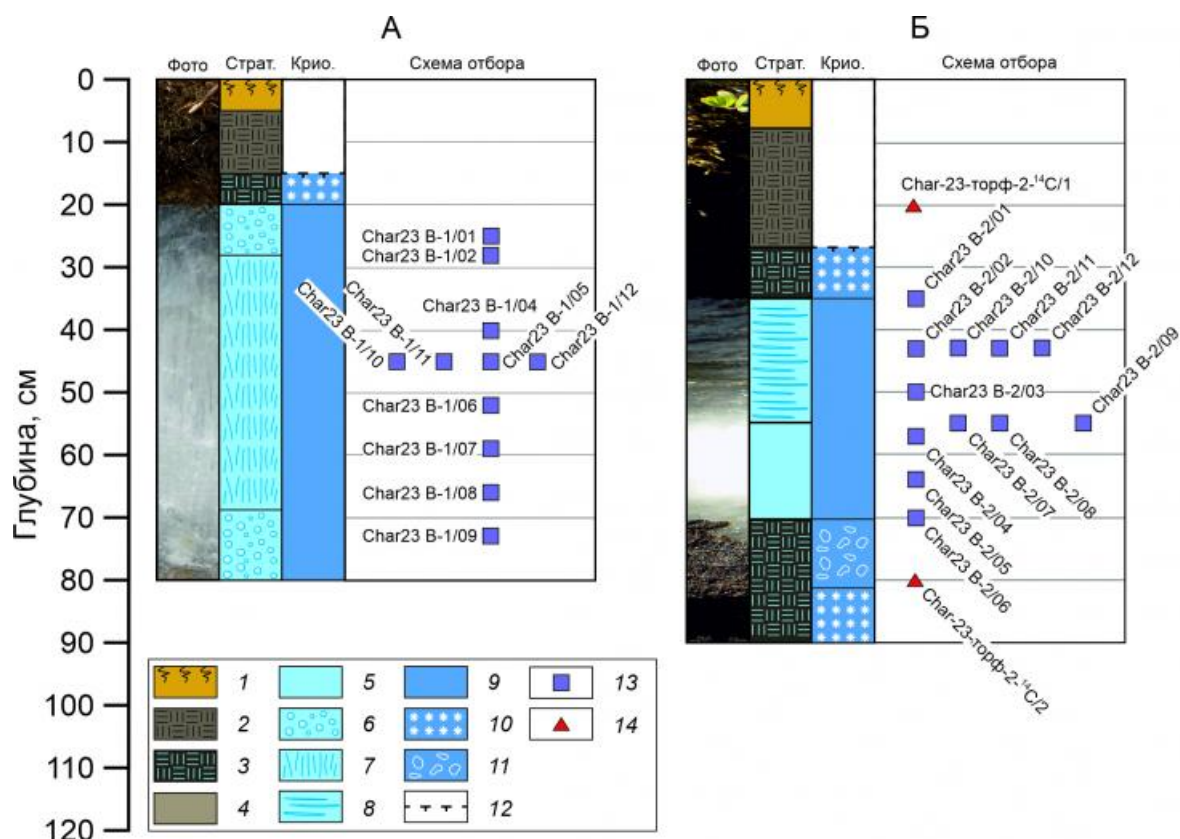


Рис. 10. Литолого-стратиграфические и криолитологические строения профилей исследованных бугров пучения: А – Ch-23-1, Б – Ch-23-2, В – Ch-23-3. 1 – современный растительный покров; 2 – талый торф; 3 – мёрзлый торф; 4 – талый песок; 5 – лёд прозрачный; 6 – лёд пузырчатый; 7 – лёд вертикально-слоистый; 8 – лёд горизонтально-слоистый; 9 – лёд; 10 – массивная криотекстура; 11 – порфировая криотекстура; 12 – граница ММП (штрихи направлены в сторону мёрзлой толщи); 13 – точки отбора проб на определение значений  $\delta^{2}\text{H}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ ; 14 – точки отбора проб торфа на радиоуглеродный анализ ( $^{14}\text{C}$ )



Рис. 11. Отбор образцов из бугров пучения: а – Ch-23-1, б – Ch-23-2. Фото А.Гинзбурга

Методы исследования

Отбор образцов торфа и льда проводился из зачищенных разрезов в центрах бугров. Торф отбирали металлическим ножом, масса каждого образца составляла 100–150 г. Торф в пластиковых пакетах с герметичной застёжкой zip-lock перевозился в лабораторию, где при комнатной температуре высушивался и измельчался. Образцы льда отбирали, высверливая из обнажения ледяной стенки металлической коронкой с алмазным напылением при помощи электродрели Bosch GSR 36V LI-ion (Германия). Образцы льда оттаивали при комнатной температуре и переливались в пластиковые флаконы, герметизировались и перевозились в лабораторию.

Лабораторные изотопные исследования льда из ядра сезонных бугров пучения

Измерения изотопного состава кислорода и водорода льда выполнены на лазерном инфракрасном спектрометре Picarro L 2130-i в Ресурсном центре «Рентгенодифракционные методы исследования» Научного парке Санкт-Петербургского государственного университета. Используются следующие международные стандарты: V-SMOW-2, GISP, SLAP, USGS-45 и USGS-46. Погрешность определений составила: для  $^{18}\text{O}$  –  $\pm 0,02\text{ ‰}$ , для  $\delta^2\text{H}$  –  $\pm 0,3\text{ ‰}$ . Значения дейтериевого эксцесса ( $d_{\text{exs}}$ ) были рассчитаны по формуле В.Дансгора [30]:  $d_{\text{exs}} = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$ .

Всего проанализировано 23 пробы льда из ядер сезонных бугров пучения (см. табл. 1).

Таблица 1. Ведомость проб для определения изотопного состава сезонных бугров пучения в Чаре

Номер образца	Глубина, м	Номер образца	Глубина, м
Сезонный бугор Чана 1 (Char23		Сезонный бугор Чана 2 (Char23 B-	

Сезонный бугор Чары 1 (Char23 B-1)		Сезонный бугор Чары 2 (Char23 B-2)	
Char23 B-1/01	0-5	Char23 B-2/01	0-5
Char23 B-1/02	5-8	Char23 B-2/02	5-11
Char23 B-1/04	17-22	Char23 B-2/03	11-16
Char23 B-1/05	22-29	Char23 B-2/04	16-21
Char23 B-1/06	29-35	Char23 B-2/05	23-28
Char23 B-1/07	35-42	Char23 B-2/06	29-35
Char23 B-1/08	42-50	Char23 B-2/08	16-21
Char23 B-1/09	50-55	Char23 B-2/09	16-21
Char23 B-1/10	22-29	Char23 B-2/10	5-11
Char23 B-1/11	22-29	Char23 B-2/11	5-11
Char23 B-1/12	22-29	Char23 B-2/12	5-11
		Char23 B-2/13	5-11

Определение радиоуглеродного возраста производилось методом жидкостной сцинтилляции в лаборатории Геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана, СПбГУ.

Результаты

Радиоуглеродный возраст торфа перекрывающего ледяное ядро сезонных бугров пучения. Полученные данные по абсолютному возрасту торфа сезонных бугров в Чаре указывают на современное накопление торфа (табл. 1).

Таблица 2. Результаты определения радиоуглеродным методом абсолютного возраста образцов из торфа сезонных бугров в Чаре

Лаб.	Полевой номер образцов, материал датирования, Радиоуглеродный возраст, номер	глубина	лет
			pmc = 1.262±0.011
LU-11281 № 1.	Char-23-торф-2- <sup>14</sup> C/1, гл. 0,35 м.		современный
			pmc = 1.221±0.009
LU-11282 № 2.	Char-23-торф-2- <sup>14</sup> C/2, гл. 0,8 м.		современный

Изотопный состав ледяного ядра сезонных бугров пучения. Изотопный состав ледяного ядра сезонных бугров пучения 1 и 2 заметно варьирует несколько по-разному (табл. 3 и 4): в бугре пучения 1 значения δ<sup>18</sup>O изменяются от -16,59 до -19,06‰ (средняя величина δ<sup>18</sup>O = -17,60‰), величины δ<sup>2</sup>H варьируют от -129,3 до -144‰ (средняя величина δ<sup>2</sup>H = -135‰); в бугре пучения 2 значения δ<sup>18</sup>O изменяются от -15,39 до -19,25‰ (средняя величина δ<sup>18</sup>O = -17,48‰), величины δ<sup>2</sup>H варьируют от -122,6 до -145,5‰ (средняя величина δ<sup>2</sup>H = -134,7‰).

Таблица 3. Изотопный состав льда сезонных бугров пучения в Чарской котловине, июль 2023 г.

Номер образца	Гл., см	δ <sup>18</sup> O, ‰	δ <sup>2</sup> H, ‰	d <sub>ex</sub>	Номер образца	Гл., см	δ <sup>18</sup> O, ‰	δ <sup>2</sup> H, ‰	d <sub>ex</sub>
Сезонный бугор Чары 1 (Char23 B-1)					Сезонный бугор Чары 2 (Char23 B-2)				

Сезонный бугор Чара 1 (Char23 В-1)					Сезонный бугор Чара 2 (Char23 В-2)				
Char23 В-1/01	0-5	–	–	1,9	Char23 В-2/01	0-5	–16,65	–129,8	3,4
Char23 В-1/02	5-8	–	–	4,4	Char23 В-2/02	5-11	–17,00	–131,6	4,4
Char23 В-1/04	17-22	–	–	5,3	Char23 В-2/03	11-16	–17,48	–135,3	4,5
Char23 В-1/05	22-29	–	–	5,9	Char23 В-2/04	16-21	–18,22	–139,3	6,5
Char23 В-1/06	29-35	–	–	6,5	Char23 В-2/05	23-28	–18,13	–139,0	6,0
Char23 В-1/07	35-42	–	–	6,9	Char23 В-2/06	29-35	–15,39	–122,6	0,5
Char23 В-1/08	42-50	–	–	8,5	Char23 В-2/08	16-21	–18,29	–139,1	7,2
Char23 В-1/09	50-55	–	–	8,5	Char23 В-2/09	16-21	–19,25	–145,5	8,5
Char23 В-1/10	22-29	–	–	5,1	Char23 В-2/10	5-11	–17,18	–133,1	4,3
Char23 В-1/11	22-29	–	–	5,8	Char23 В-2/11	5-11	–17,32	–133,5	5,1
Char23 В-1/12	22-29	–	–	5,1	Char23 В-2/12	5-11	–17,43	–134,4	5,0
					Char23 В-2/13	5-11	–17,38	–133,4	4,6

Таблица 4. Минимальные, средние и максимальные значения  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$  and  $d_{\text{ex}}$  льда сезонных бугров пучения в Чарской котловине

Номер бугра	Номер точки	Кол. обр	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)			$\delta^2\text{H}$ (‰)			$d_{\text{ex}}$ (‰)		
			мин.	сред.	макс.	мин.	сред.	макс.	мин.	сред.	макс.
Сезонный бугор Чара 1	Char23 В-1	11	–19,06	–17,60	–16,59	–144	–135	–129,3	1,9	5,8	8,5
Сезонный бугор Чара 2	Char23 В-2	12	–19,25	–17,48	–15,39	–145,5	–134,7	–122,6	3,4	5,0	8,5

Если сравнивать изотопный состав льда ядра сезонных бугров пучения, например с летней водой рек Чара (значение  $\delta^{18}\text{O}$  равно  $-18,28\text{‰}$ , величина  $\delta^2\text{H} = -139,5\text{‰}$ ), Нерюнгри (значение  $\delta^{18}\text{O}$  равно  $-20,9\text{‰}$ , величина  $\delta^2\text{H} = -162\text{‰}$ ) или Беркамит (значение  $\delta^{18}\text{O}$  равно  $-17,8\text{‰}$ , величина  $\delta^2\text{H} = -135,6\text{‰}$ ) [\[31-34\]](#), то лед льда ядра сезонных бугров в целом изотопически близок к изотопному составу речных вод летом, но наиболее изотопно-тяжелый лед бугров закономерно изотопно-тяжелее речных вод, вследствие фракционирования при переходе первых порций вод сезонно-талого слоя в лед.

Дискуссия

Изученность льда сезонных бугров пучения



Сезонные инъекционные, инъекционно-сегрегационные и сегрегационные бугры пучения довольно широко распространены в области островного, прерывистого и сплошного распространения многолетнемерзлых пород. Их образование может происходить каждую зиму на участках разгрузки подземных вод или при замерзании вод сезонно-талого слоя. [\[35-37\]](#) Процесс формирования инъекционного бугра часто бывает двухступенчатым. На первой стадии поверхность активно выпучивается вследствие того, что гидростатическое давление вод в деятельном слое превышает давление вышележащего слоя пород. В течение второй стадии рост происходит гораздо медленнее, по мере того как вода в ядре бугра постепенно вымерзает.

Р. ван Эвердинген описано формирование сезонных бугров пучения в искусственно создаваемых массивах промерзающих грунтов, например, вблизи Трансальского нефтепровода, вдоль насыпи дорожного полотна шоссе Демпстер, Северо-Западные территории, Канада, вдоль участка трассы на Аляске, в результате неправильной эксплуатации артезианской скважины в районе г.Фербенкса. [\[38\]](#)

Сезонные бугры, исследованные Р.ван Эвердинген в Медвежьих Скалах, имели овальную форму и размеры от 20 м по короткой оси до 65 м по длинной оси, высота их варьировала от 2,5 до 5 м. [\[38\]](#) Формирование бугров начинается в конце декабря, причем на ранних стадиях скорость их роста может достигать 0,55 м/день, что намного превышает скорость обычного морозного пучения. Разрушение бугров происходит в конце апреля – начале мая и сопровождается просадками поверхности, иногда довольно стремительными: до 1,35 м в течение нескольких дней. Некоторые небольшие фрагменты сезонных бугров сохранялись до середины сентября.

Внутреннее строение типичного сезонного бугра пучения в Медвежьих Скалах следующее (сверху-вниз): слой мёрзлого грунта, например торфа, мощностью от 20 до 85 см, нижние 10-15 см которого в некоторых случаях содержат линзы сегрегационного льда, подстилается слоем чистого льда мощностью от 25 до 85 см. Под слоем льда часто встречаются пустоты, максимальная высота которых составляет 1,1 м. На внутренней поверхности пустот видны отметки горизонтального уровня воды, указывающие на то, что в процессе формирования бугров пучения пустоты, скорее всего, наполнялись водой. Р. ван Эвердинген было показано, что нет корреляции между среднезимними температурами, высотой снежного покрова и количеством, положением или размерами образующихся сезонных бугров пучения. Установлено, что бугры могут формироваться в грунтах с широкими вариациями гранулометрического состава. [\[38,39\]](#)

К.Хинкель с соавторами [\[40\]](#) описали группу сезонных бугров пучения с ледяными ядрами, образовавшихся зимой 1995–1996 годов недалеко от Барроу, Аляска, в осушенном бассейне термокарстового озера. В середине августа 1996 г. ими было обнаружено более 20 бугров диаметром от 5 до 20 м. Керны льда, полученные из центра и края одного из бугров, указывают на боковую подземную инъекцию воды во время замерзания сезонно-талого слоя.

М.Ю.Голубчиков с соавторами [\[41\]](#) описали формирование и распад сезонного инъекционного бугра пучения сформировавшегося в толще подруслового талика близ г.Норильска. Техногенный бугор пучения сформировался в полости подруслового талика в результате выброса большого количества воды при аварии на водопроводе 18 мая 2004 г. Утечка была ликвидирована в течение одних суток, но значительное количество воды, вероятно, успело профильтроваться в подрусловой талик протекающего на этом месте ручья. Бугор пучения сформировался примерно в 200 м ниже по склону от

трубопровода. Между трубопроводом и гидролакколитом на поверхности снежника образовалась наледь, фиксирующая, видимо, место фильтрации воды в подрусловой талик. Размер наледи на момент первых наблюдений (17 июня 2004 г) составлял около 10 м в диаметре.

На момент первого наблюдения в высоту бугор пучения составлял около 4 м, и имел вытянутую, округлую форму, его продольные размеры составляли около 60 м, а поперечные около 28 м (рис. 12). Лед, вскрывавшийся в ядре бугра, был голубой и прозрачный, а в центре он сменялся белым, послойно-намороженным, образовавшимся, видимо, вследствие растрескивания ледяного ядра и замерзания в трещине талых вод. Ширина этого повторно-намороженного льда составляла около 60 см., а длина - около 11 м. Белый лед, заполнявший трещины в прозрачном ледяном ядре, состоял из кристаллов, имеющих примерно 5 см в длину и направленных перпендикулярно стенкам трещины (рис. 13). К 7 июля бугор сильно деградировал.



Рис. 12. Сезонный инъекционный бугор пучения техногенного происхождения, сформировавший в толще подруслового талика близ г.Норильска. Фото Е. Перминовой





Рис. 13. Ледяное ядро (а) и структура льда (б) сезонного инъекционного бугра пучения техногенного происхождения близ г.Норильска. Фото Е. Перминовой

Лёд в центре трещины протаял, и с левой стороны образовался грот, высотой около 130 см., и глубиной около 3 м. Последнее наблюдение за состоянием гидроакколита было произведено 22 июля. Жаркие погодные условия лета 2004 г привели к полному разрушению гидроакколита. Бугор пучения практически сравнялся с землей, а в центре его образовалась депрессия, глубиной около 1 м. [\[41\]](#)

Особо опасны сезонные бугры для эксплуатации линейных сооружений: трубопроводов, железных и автомобильных дорог, аэродромов. С.Е.Гречищев и Ю.Б.Шешин [\[42\]](#) описали два случая, когда возникло значительное морозное пучение песчаных подсыпок под взлётно-посадочной полосой.

На аэродроме, расположенном на территории криолитозоны в пос. Амдерма в процессе промерзания создавалась ситуация, когда на относительно сухих участках происходило смыкание промерзшего слоя с подстилающими многолетнемерзлыми породами, а на обводненной части промерзание запаздывало и образовался гидравлически замкнутый объем водонасыщенного грунта мощностью 0,3-0,5 м. В дальнейшем он промерзал и в момент, когда глубина промерзания достигла уровня грунтовых вод, возникал дополнительный напор приводивший к самоизливу воды на поверхность. Здесь образовались шлыры льда и наледные бугры, что вызвало пучение массива (рис. 14).

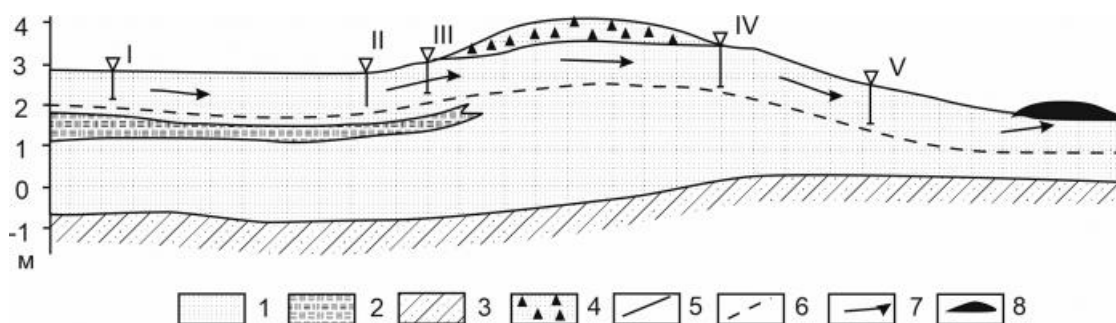


Рис. 14. Развитие деформаций взлётно-посадочной полосы на восточном участке аэродрома пос. Амдерма, вследствие сегрегационного и сегрегационно-инъекционного льдообразования, приведшего к пучению (по С.Е.Гречищеву, Ю.Б.Шешину [\[42\]](#)):

1 – песок; 2 – переслаивание торфа и песка; 3 – переслаивание темноцветных супесей,

суглинков, песка (илы); 4 – подсыпка из щебня; 5 – асфальтобетонное покрытие ВПП; 6 – граница СТС; 7 – направление движения вод СТС в процессе промерзания; 8 – наледные бугры; I-V – номера скважин

На территории другого аэродрома, расположенного в зоне глубокого сезонного промерзания (т. е. без многолетнемерзлых пород), песчаная подсыпка под взлётно-посадочной полосой мощностью 0,5-1,2 м была уложена на плотные глины.

Подсыпка была полностью обводнена из-за неисправностей дренажной системы. Глубина промерзания составляет около 1,2 м. Поверхность глин под песчаной подсыпкой неровная, и на расстоянии 300 м мощность подсыпки плавно меняется от 1 до 0,4 м. При ее промерзании до глубины 0,4-0,5 м в песке создавался гидравлически замкнутый объем, ограниченный водонепроницаемыми стенками: сверху промерзшим слоем песка, с боков и снизу глиной. Мощность этого замкнутого объема около 0,4-0,5 м. В дальнейшем он промерзал, так как целиком находился в пределах сезонномерзлого слоя. При промерзании образовавшихся замкнутых объемов возникало поровое давление, приводившее к изгибу промерзшего слоя песка.

Даже при одномерном промерзании водонасыщенных песков или гравийно-галечниковых грунтов воды сезонного слоя становятся напорными, приобретая дополнительный напор, что обеспечивает возможность их самоизлива на поверхность, если имеются условия для дренирования. В частности, такой дренаж может являться, отапливаемое здание с теплым полом первого этажа (т. е. здание, построенное без проветриваемых подполий). Так, в 60-х годах в ноябре-декабре постоянно заливался грунтовыми водами земляной пол теплого ангара Якутского аэропорта.

П. Морзе и К. Бёрн<sup>[43]</sup> исследовали невысокие сезонные бугры на поверхности валиковых вогнутых полигонах на равнине Биг-Лейк-Дельта, во внешней части дельты р. Маккензи. В 2008 и 2009 гг. было выполнено бурение 12 сезонных бугров пучения с целью описания их морфологических разновидностей и изучения процессов их роста. Сезонные бугры пучения, содержащие ледяное ядро мощностью от 15 до 58 см, имели высоту менее 1 м и диаметр от 3 до 8 м; некоторые бугры имели длину более 10 м. Органические включения во льду, плотность пузырьков, профили электропроводности и структура кристаллов льда указывали на то, что бугры возникли в результате гидростатического напора.

М.Пакетт с соавторами<sup>[44]</sup> выполнили криостратиграфические исследования формирования подземного льда и сезонных бугров пучения в арктической полярной пустыне близ Резольют-Бэй, Нунавут.

С.Понти с коллегами<sup>[45]</sup> рассмотрели пространственно-временную изменчивость ледяных бугров вдоль Антарктического побережья в Боулдер-Клей (север Земли Виктории). Они сравнили по снимкам два сезонных бугра пучения и зафиксировали их противоположные тенденции. Первый сезонный бугор с ледяным ядром был выше в прошлом (1996–2004 гг.), чем в последнее время (2014–2019 гг.), тогда как второй сезонный бугор с ледяным ядром продемонстрировал противоположную тенденцию.

### ***Вариации изотопного состава льда сезонных бугров пучения***

Изотопный состав льда российских сезонных бугров пучения изучен в немногих точках. Ранее в сезонных буграх пучения (рис. 15) в долине р. Чары Ю.Васильчук с соавторами<sup>[31]</sup> опубликовали результаты двух определений изотопного состава льда из

ядра сезонного бугра пучения: с глубины 0,5 м значение  $\delta^{18}\text{O}$   $-15,1\text{‰}$ , величина  $\delta^2\text{H}$   $-124,4\text{‰}$ , и  $d_{\text{exc}} = -3,9\text{‰}$ ; с глубины 0,4 м значение  $\delta^{18}\text{O}$   $-15,4\text{‰}$ , величина  $\delta^2\text{H}$   $-123,7\text{‰}$ , и  $d_{\text{exc}} = -0,6\text{‰}$ .



Рис. 15. Сезонный бугор пучения близ Чарских песков: а – трещина на вершине бугра с вскрытым ледяным ядром, б – структура льда (ice core of seasonal frost blister).

Фото и отбор льда Ю.В. Станиловской

Ю.В. Станиловской в 2014 г., во время экскурсии в китайский горный Тибет были опробованы несколько ядер сезонных бугров пучения (рис. 16), их изотопный состав проанализирован в лаборатории стабильных изотопов географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова на масс-спектрометре Delta-V Plus с использованием комплекса газ-бенч.



Рис. 16. Лед из сезонных бугров пучения в Тибете. а – на абс. выс. 4325 м,  $35^{\circ}2'42''$  с.ш.,  $97^{\circ}34'47''$  в.д., кристаллы льда высотой 15-25 см, шириной 0,5-1,5 см. Мощность верхнего торфяного слоя 15-25 см, величина  $\delta^2\text{H} = -53,6\text{‰}$ ; Вода из ручья рядом, значение  $\delta^2\text{H} = -53,6\text{‰}$ , Вода из реки рядом, значение  $\delta^2\text{H} = -51,4\text{‰}$ ; б – лед из трещин маленьких бугров на абс. выс. 4601 м,  $34^{\circ}6'54.79''$  с.ш.,  $97^{\circ}38'58.61''$  в.д., величина  $\delta^2\text{H} = -60,1\text{‰}$ , вода из термокарстового озера рядом значение  $\delta^2\text{H} = -54,7\text{‰}$ .

Фото и отбор льда Ю.В. Станиловской



А.К.Васильчук и Ю.К.Васильчук получили изотопные данные по льду сезонных бугров пучения, исследованных в августе 1991 г. на Чукотке, на п-ове Дауркина, в районе оз.Коолень (66°05' с.ш., 170°30' з.д.) в 40-45 км западнее Уэлена и примерно на 80 км южнее, на р.Чульхевеем близ пос. Лаврентия (65°36' с.ш., 170°30' з.д.), формирующихся в условиях сурового морского климата. Высота этих бугров составляет 1-1,5 м, ледяное ядро залегает на глубине 0,4 м, его мощность – около 1 м (рис. 17).

По льду сезонного бугра в районе оз.Коолень получены следующие значения  $\delta^{18}\text{O}$ : на глубине 0,4 м - -13,4‰, на глубине 0,8 м - -15,3‰, По льду сезонного бугра в районе р.Чульхевеем значения  $\delta^{18}\text{O}$  составили в среднем -13‰ на глубине 0,4 м, -15,2‰ на глубине 0,8 м, -10‰ на глубине 1 м и около -11‰ на глубине 1,6 м (см. рис. 17).

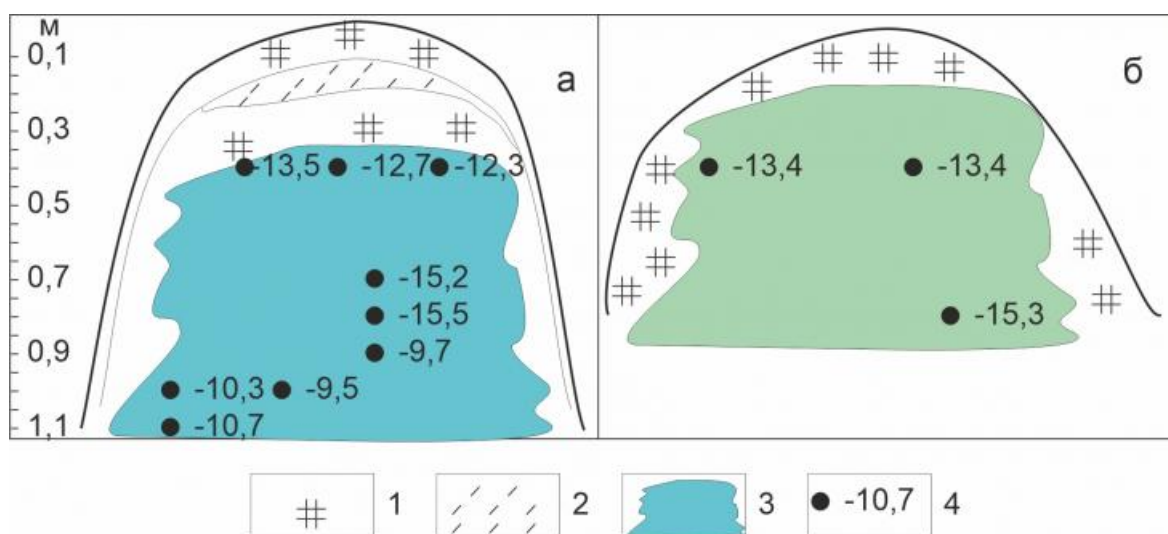


Рис. 17. Строение и изотопно-кислородный состав сезонных инъекционных бугров пучения на пойме р.Чульхевеем, близ пос. Лаврентия (а) и на пойме оз.Коолень (б) на п-ове Дауркина на востоке Чукотки, примерно в 50 км западнее пос. Уэлен (по данным Ю.К.Васильчука [34]): 1 – торф; 2 – супесь; 3 – инъекционный лед; 4 – значения  $\delta^{18}\text{O}$  во льду

Как видно, значения  $\delta^{18}\text{O}$  в верхней части ледяного ядра обоих бугров пучения, расположенных в разных районах Чукотки, оказались очень близкими (рис. 18). Это отражает близкий изотопный состав атмосферных осадков и подземных вод, питающих рассмотренные бугры пучения на Чукотке.

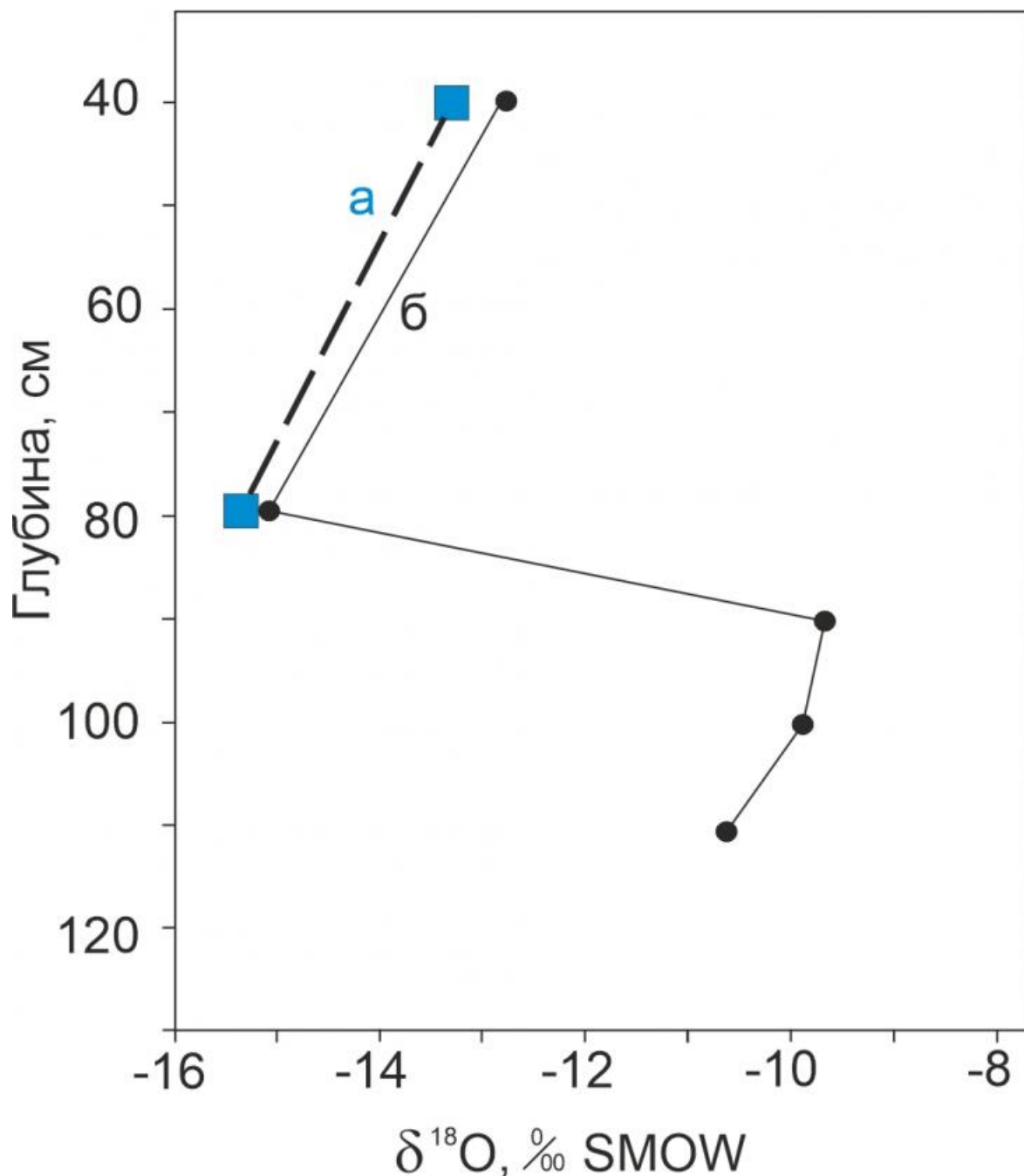


Рис. 18. Распределение значений  $\delta^{18}\text{O}$  по глубине во льду сезонных инъекционных бугров пучения, исследованных на Чукотке (по данным Ю.К.Васильчука<sup>[34]</sup>): а – в районе оз.Коолень, б – в районе р.Чульхевеем

Резкий сдвиг изотопной кривой, отмеченный во льду сезонных бугров пучения Чукотки, возможно, свидетельствует о перерыве в льдообразовании и возможно возобновившемся формировании льда в течение одного цикла промерзания.

Распределение значений  $\delta^{18}\text{O}$  по глубине во льду сезонных инъекционных бугров пучения, исследованных на Чукотке указывают, что образцы с наименее отрицательными изотопными значениями (располагающиеся в нижней части ледяной линзы - см. рис. 20) соответствуют первым порциям замерзавшей воды, а с наиболее отрицательными изотопными значениями соответствуют последней порции воды из сезонно-талого слоя перед ее полным промерзанием. Можно предположить, что большая часть этого льда образовалась путем промерзания снизу-вверх.

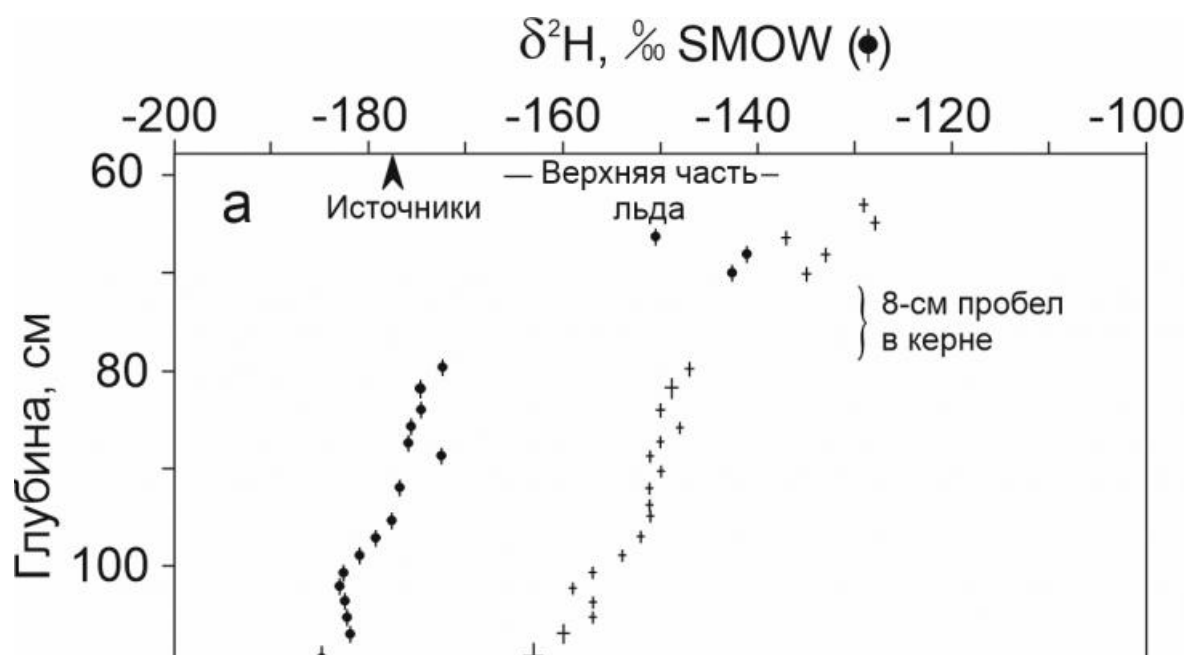


Более детальные исследования изотопного состава сезонных бугров пучения выполнены на севере Канады, [\[38,39,46,47\]](#) в Монголии. [\[48\]](#) На Аляске сезонные бугры пучения встречены в долине р.Карибу, где они формируются на одной территории с многолетними инъекционными буграми пучения (булгуньяхами). Подобное совместное распространение сезонных и многолетних инъекционных бугров пучения отмечено и в Канаде, в районе р.Беар, а также на Шпицбергене в довольно суровых мерзлотных условиях при среднегодовой температуре многолетнемерзлых пород  $-5,2^{\circ}\text{C}$  и их мощности от 3 до 100 м. [\[49\]](#)

Определение содержания стабильных изотопов при исследовании сезонных бугров пучения – это инструмент для восстановления последовательности их развития, особенно заключительной стадии роста, на которой происходит активное фракционирование изотопов.

Исследования изотопного состава сезонных бугров пучения на севере Канады проводили Р. ван Эвердинген [\[38\]](#) в Медвежьих Скалах, расположенных в крайней юго-восточной части хребта Нормана ( $64^{\circ}55'22''$  с.ш.,  $125^{\circ}39'22''$  з.д.) и Ф.А.Майкл [\[47\]](#) в районе Норз Форк Пасс, Северо-Западные территории ( $64^{\circ}35'39''$  с.ш.,  $138^{\circ}18'34''$  з.д.). Характерной особенностью районов их исследований является прерывистое распространение многолетнемерзлых пород и разгрузка источников подземных вод. Сезонные бугры пучения и наледи, которые нередко перекрывают их, формируются каждую зиму. В районе Норз Форк Пасс в течение периода с 1980 по 1982 гг. было встречено более 65 сезонных бугров пучения.

В сезонных буграх пучения в Медвежьих Скалах проанализировано [\[38\]](#) содержание природных изотопов дейтерия (величины  $\delta^2\text{H}$ ), тяжёлого кислорода (значения  $\delta^{18}\text{O}$ ) и во льду сезонных бугров пучения (рис. 19), подземных водах и атмосферных осадках. Эти исследования продемонстрировали, что с помощью изотопного анализа можно определить, образовались ли слои льда путем промерзания в открытой системе (постоянно поступающей с транзитными водами), в закрытой системе или в условиях периодически просачивающейся воды, а также идентифицировать источник воды, питающей лед. [\[38,47\]](#)



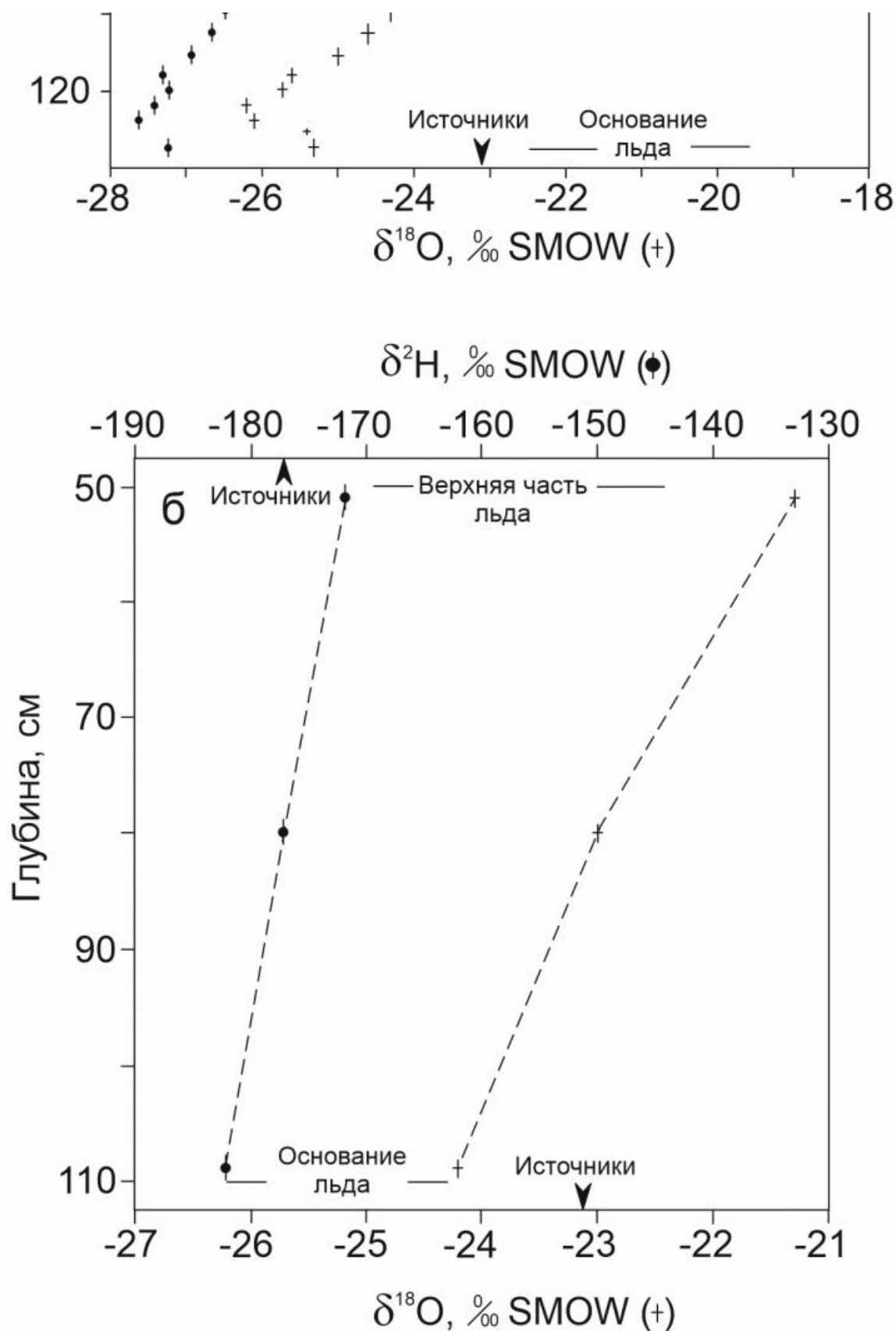


Рис. 19. Распределение значений  $\delta^2\text{H}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  по глубине во льду сезонных бугров пучения, исследованных в Медвежьих Скалах, Канада. По R.van Everdingen<sup>[38]</sup>: а – лед из бугра пучения №1, б – лед из бугра пучения №2

Р. ван Эвердинген<sup>[38]</sup> было установлено, что источником подземных вод являются атмосферные осадки, о чем свидетельствует их близкий изотопный состав. Относительная насыщенность осадков стабильными изотопами кислорода и водорода

изменяется по временам года. Летние осадки обычно обогащены тяжелыми изотопами кислорода и водорода. В подземных же водных системах сезонные изотопные различия сглажены - их изотопный состав близок к среднегодовому составу осадков. Так, в дождевых осадках по метеостанции Норман Уэлс значения  $\delta^{18}\text{O}$  варьируют в диапазоне от  $-20$  до  $-24,5\text{‰}$ , в снеге - от  $-31,5$  до  $-31,9\text{‰}$ ; в подземных водах - от  $-22,4$  до  $-23,6\text{‰}$ .

Различия изотопного состава в образцах из различных источников подземных вод, отобранных в одно и то же время, составляют для  $\delta^{18}\text{O}$  от  $0,7$  до  $0,8\text{‰}$  и для  $\delta^2\text{H}$  от  $3,1$  до  $6,0\text{‰}$  (см. рис. 19, а), а в образцах из одного источника, отобранных в разное время - до  $0,5\text{‰}$  для  $\delta^{18}\text{O}$  и до  $2,6\text{‰}$  для  $\delta^2\text{H}$ .<sup>[38]</sup>

Образцы льда в верхней части льда сезонного бугра пучения №1 в Медвежьих Скалах (см. рис. 19, а) характеризовались менее отрицательными значениями, чем подземные воды, что указывает на положительное фракционирование  $\delta^2\text{H}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в течение первого периода промерзания вод; облегчение изотопного состава в нижней части льда отражает этап завершения длительного промерзания в сокращающемся резервуаре, который быстро обедняется более тяжелыми изотопами.

Наиболее отрицательные значения, полученные для основания ледяного ядра ( $-26,2\text{‰}$  и  $-196,2\text{‰}$  для  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$ , соответственно), указывают на то, что значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  в воде на заключительной стадии существования остаточного бассейна, возможно, достигли очень низких значений как  $-29\text{‰}$  и  $-215\text{‰}$ , соответственно.

Поскольку между мерзлым грунтом и слоем льда в этом бугре не было обнаружено полости, типичной для других бугров пучения, Р.ван Эвердинген<sup>[38]</sup> высказал предположение, что лед здесь полностью заполнял пространство между сезонно-мерзлым грунтом и многолетнемерзлыми породами в течение формирования данного бугра.

Подобная изотопная модель была получена и для второго сезонного бугра пучения (см. рис. 19, б). Средневзвешенные значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  для образцов из первого бугра ( $-23,3\text{‰}$  и  $-170,3\text{‰}$ ) и из второго ( $-22,8\text{‰}$  и  $-177,1\text{‰}$ ) подобны средним значениям для воды источников ( $-23,1\text{‰}$  и  $-177,4\text{‰}$ ), подтверждая тот факт, что слои льда сформировались из воды источников. Изотопные данные, таким образом, указывают на то, что лед сезонных бугров пучения образовался из подземных вод в условиях закрытой системы

Кривые распределения значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  по льду сезонного бугра пучения (рис. 20), построенные Ф.А.Майклом<sup>[47]</sup>, не демонстрируют каких-либо признаков потери воды в процессе замерзания, т.е. льдистое ядро образовалось в течение единого цикла промерзания почти в идеальных условиях закрытой системы.

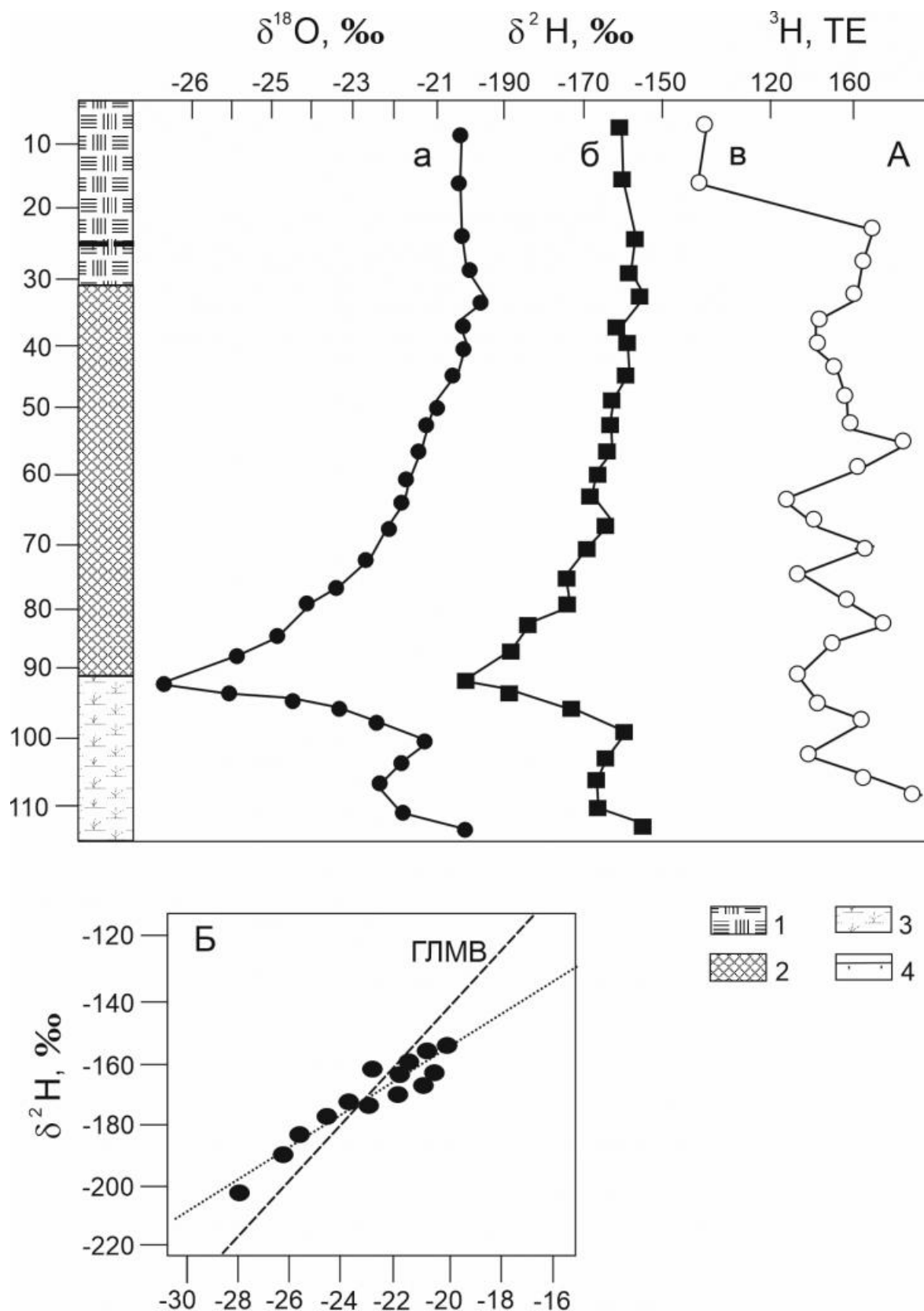


Рис. 20. А. Изотопно-геохимические диаграммы по льду сезонного инъекционно-сегрегационного бугра пучения в районе Норз-Форк Пасс, Юкон, север Канады, в 300 км юго-западнее г.Инувик: кислородная (а), дейтериевая (б) и тритиевая (в). Б. Регрессионные прямые соотношения изотопного атмосферного стандарта Крейга и местных вод из подземных источников и снежного покрова (по F.Michel<sup>[47]</sup>): 1 – торф; 2 – лед; 3 – торф с грунтом; 4 – подошва сезонно-талого слоя

При этом изотопное фракционирование происходило в неравновесных условиях. Об этом

свидетельствует дейтериевая кривая со значением коэффициента фракционирования  $a=1,0130$ , т.е. значительно меньшим, чем константа равновесного фракционирования  $^2\text{H}$  при этих температурных условиях (1,0206). Хотя значения  $\delta^{18}\text{O}$  приближаются к кривой равновесия ( $a = 1,0028$ ), что должно свидетельствовать о том, что фракционирование изотопов кислорода в закрытой системе происходило в условиях равновесия или близких к ним. Различное фракционирование  $^{18}\text{O}$  и  $^2\text{H}$  в процессе промерзания, скорее всего, является следствием неравновесности процесса промерзания и льдообразования.

Весь лед содержит крупные, вертикальные столбообразные кристаллы льда, указывающие на горизонтальное положение фронта промерзания. Очевидно, ледяное ядро формировалось путем промерзания сверху-вниз, в результате одного единого цикла длительного промерзания без потери воды.

График на рис. 20, Б, построенный по значениям  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  сезонного бугра пучения, сформировавшегося из локальных подземных вод, пересекает глобальную линию метеорных вод. Верхние слои льда располагаются на графике справа, нижние - слева, причём расстояние между точками постепенно увеличивается, особенно в нижней половине графика. Это, скорее всего, также указывает на существование одного цикла промерзания в закрытой системе без утечки воды.

Хорошо известно, [\[39\]](#) что если скорость промерзания воды превышает 2 мм/ч, или если остаточная вода не была интенсивно перемешана в процессе промерзания, то равновесные условия не достигаются, и происходит заметное изотопное фракционирование. При скорости промерзания 5 мм/ч, изотопное фракционирование составляет только около 50% от равновесных значений.

При формировании сезонных бугров пучения в Медвежьих Скалах, когда лед образуется под горизонтом мёрзлого грунта, скорость образования льда, по данным Р. ван Эвердингена [\[38\]](#), была менее 2 мм/ч, при этом маловероятно, что оставшаяся вода интенсивно перемешивалась.

Во льду сезонного бугра пучения, формирующегося в равновесных условиях закрытой системы, идет длительный процесс медленного промерзания с постоянно сокращающимся объемом незамерзшей воды или суспензии. При этом вначале должны формироваться изотопически более тяжелые льды, а на конечной стадии промерзания - самые легкие льды (существенно более легкие, чем исходная вода). Процесс замерзания в такой закрытой системе может быть описан уравнением дистилляции Релея. Средний изотопный состав большей части льда, образовавшегося в закрытой системе, тем не менее, равен изотопному составу воды источника.

Собственно говоря, при формировании сегрегационной или инъекционно-сегрегационной линзы льда в условиях закрытой системы изотопное обеднение остающейся воды (и льда, из неё формирующегося) на самой финальной стадии промерзания может быть легче исходной воды и на 10‰ и даже на 20‰. [\[34\]](#)

Осредненные значения  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$  и  $^3\text{H}$  для образцов льда бугров пучения в районе Норз Форк Пасс равны соответственно  $-22,5\text{‰}$ ,  $-171\text{‰}$  и 149 ТЕ и близки к значениям, полученным для локальных подземных вод, т.е. состав подземных вод сходен с составом вод, изливающихся из источников и формирующих лед бугров пучения [\[38\]](#).

Однако не всегда формирование бугров пучения происходит в течение одного цикла.



Так, результаты проведенных Р.ван Эвердингеном [\[38\]](#) полевых наблюдений и автоматической покадровой фотосъемки сезонных бугров пучения в Медвежьих Скалах указывают, что некоторые из них могут разрываться, высыхать и повторно формироваться в течение единого цикла их развития. Подобные события отражаются на изотопных кривых льда резкими переходами к менее отрицательным, чем для подземных вод, значениям изотопного состава, сопровождающимися прогрессивным обеднением изотопами с глубиной (см. рис. 19, а).

На основании изучения изотопного состава воды и льда Р.ван Эвердинген предположил схему развития сезонных бугров пучения. На первом этапе в начале зимы промерзание быстро охватывает водонасыщенный деятельный слой, снижая проницаемость пород и запас тепла и ограничивая перемещение воды; замерзание воды источников приводит также к образованию наледей на поверхности. Дальнейшее промерзание грунта и формирование наледей может привести к промерзанию участков разгрузки источников и к увеличению гидравлического потенциала, что способствует выпучиванию сезонно-мёрзлого грунта и перекрывающей его наледи. Реальное поднятие произойдет в точке или в нескольких точках, где будет наиболее благоприятное сочетание относительно низкого сопротивления мерзлых грунтов деформации и относительно быстрого поступления воды.

Такие участки расположены, прежде всего, на каналах разгрузки источников. Возможно, что распределение сезонных бугров пучения в Медвежьих Скалах отражает существование системы небольших таликов, из которых вверх поступает небольшое количество воды.

Вода, внедрившаяся в бугор пучения, замерзает постепенно сверху-вниз, формируя чистый лед. Поскольку скорость пучения может быть очень велика и достигает 0,55 м/день (это беспрецедентная скорость пучения была напрямую установлена Р.ван Эвердингеном посредством непрерывной фотосъемки сезонных бугров пучения в долине р.Медвежьей - van Everdingen [\[38, стр. 254\]](#), нередко происходит разрыв перекрывающего мёрзлого грунта.

Сравнение изотопных данных, полученных по льду бугров пучения Медвежьих Скал и района Норз Форк Пасс, показывает близкие значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  и примерно одинаковый диапазон вариаций изотопного состава (рис. 21). Так, во льду бугров пучения в Медвежьих Скалах значения  $\delta^{18}\text{O}$  варьировали от  $-22\text{‰}$  до  $-27,5\text{‰}$ , во льду бугров пучения в районе Норз Форк Пасс – от  $-21\text{‰}$  до  $-26,5\text{‰}$ ; значения  $\delta^2\text{H}$  – от  $-130\text{‰}$  до  $-180\text{‰}$  и от  $-160\text{‰}$  до  $-200\text{‰}$ , соответственно. Таким образом, вариации  $\delta^{18}\text{O}$  составили около  $5,5\text{‰}$ , а  $\delta^2\text{H}$  –  $40\text{--}50\text{‰}$ . Это отражает как близкий среднегодовой изотопный состав подземных вод (и соответственно атмосферных осадков), так и условия закрытой системы, в которых они формировались.

Изотопные данные, полученные Р.ван Эвердингеном [\[38\]](#) и Ф.Майклом [\[47\]](#) показали, что источником формирования ледяных ядер исследованных ими сезонных бугров пучения являются локальные подземные воды, пополняемые атмосферными осадками, при этом необходимо от 5 до 15 лет, чтобы подземные воды достигли области разгрузки.

#### **Изотопный состав льда сезонных бугров пучения в Чарской котловине**

*Диапазон и распределение по вертикали значений  $\delta^2\text{H}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  льда сезонных бугров пучения. В сезонных буграх пучения, исследованных в Чарской котловине, вариации*

значений изотопного состава составили от 2,5 до почти 4‰ по значениям  $\delta^{18}\text{O}$  и от 15 до 23‰ по значениям  $\delta^2\text{H}$ . При этом для бугра Чара 1 отмечено постепенное снижение значений изотопного состава с глубиной (рис. 21) от -16,6 до -19,1‰ для  $\delta^{18}\text{O}$  и от -129,3 до -144‰ для  $\delta^2\text{H}$ ; для бугра Чара 2 отмечено снижение значений сверху-вниз до глубины 20-25 см - от -16,7 до -18,2‰ для  $\delta^{18}\text{O}$  и от -129,9 до -139,3‰ для  $\delta^2\text{H}$ , в нижних 7-10 см части льда наблюдалось резкое увеличение значений до -15,4‰ для  $\delta^{18}\text{O}$  и до -122,6‰ для  $\delta^2\text{H}$  (рис. 21). Во льду, отобранном по горизонтали, получены очень близкие значения изотопного состава, что указывает на почти горизонтальное намораживание слоев льда.

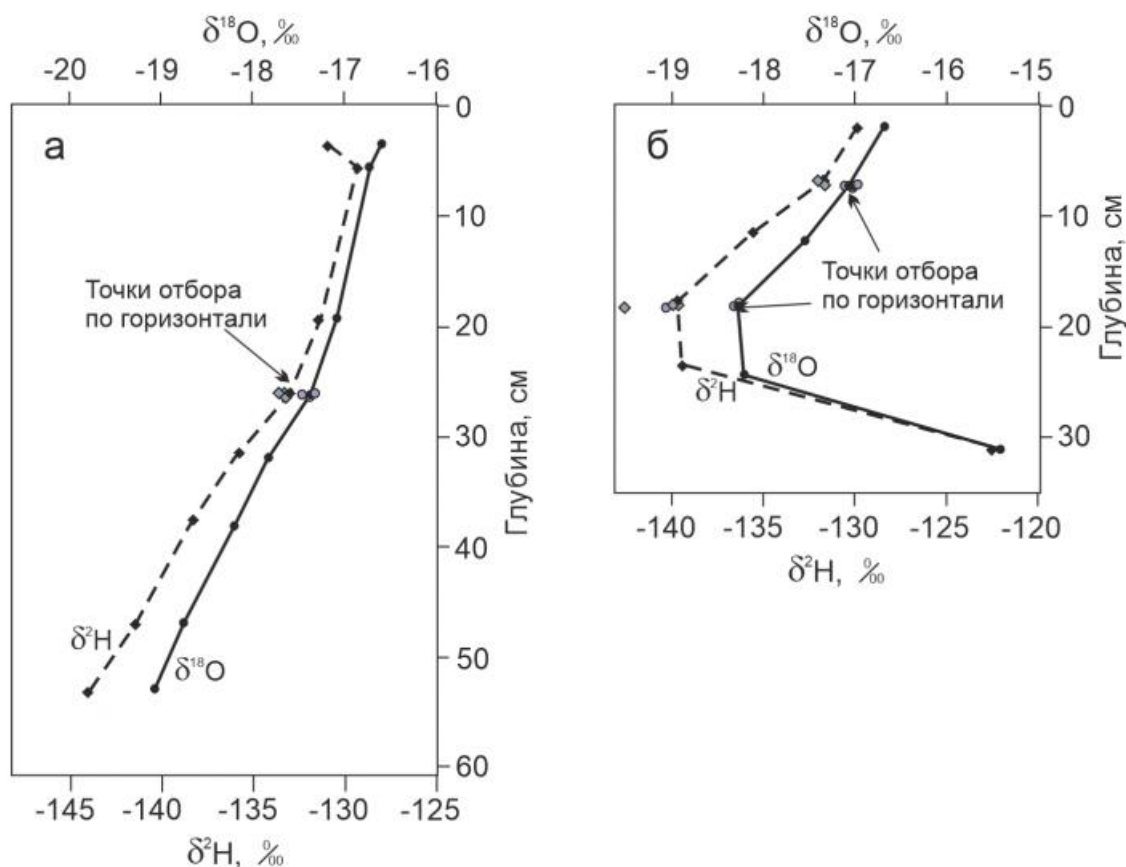


Рис. 21. Распределение значений  $\delta^2\text{H}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  льда сезонных бугров пучения в Чарской котловине: а – бугор 1, б – бугор 2

*Соотношение величин  $\delta^2\text{H}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  льда сезонных бугров пучения.* На совместной диаграмме  $\delta^2\text{H}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  точки сезонных бугров Чарской котловины образуют линии с наклоном 5,82 (бугор 1) и 5,95 (бугор 2); наклоны этих линий заметно ниже, чем ГЛМВ (рис. 22). Такие значения наклона линий соотношения  $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$  во льду бугров отражают промерзание в закрытой системе, т.к. известно, что лед, формирующийся в закрытой системе, обычно характеризуется наклоном линии  $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$  меньше 7,3. Также это может отражать состав воды-источника и показывать влияние испарения на ее изотопный состав. На рис. 22 видно, что точки изотопного состава рек Чара и Беркажит также лежат на линии изотопного состава бугров, а не на ГЛМВ. Возможно, что вода рек и неглубоко залегающих подземных вод испытывают влияние испарения в течение жарких летних месяцев в условиях резко континентального климата.

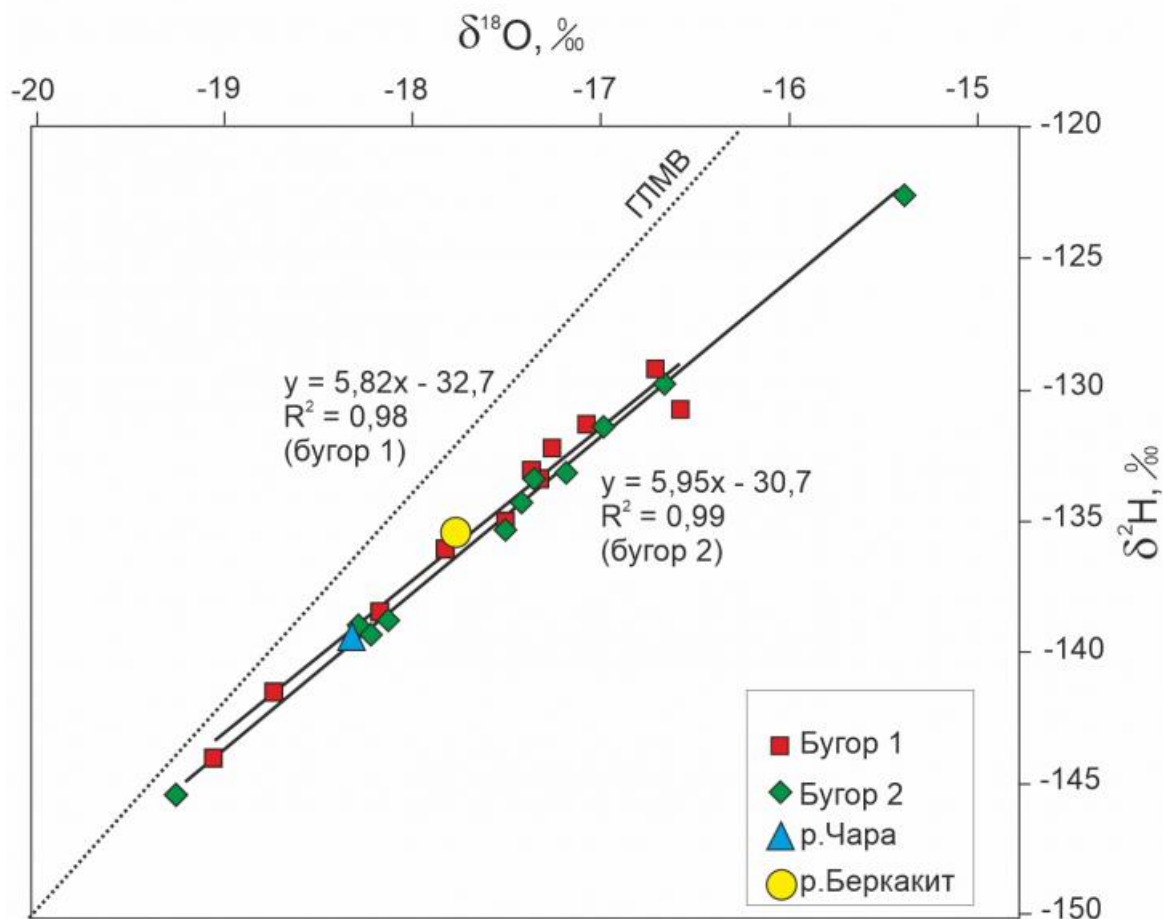


Рис. 22. Диаграммы соотношения величин  $\delta^2\text{H}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  льда сезонных бугров пучения в Чарской котловине

Сопоставление изотопных кривых по льду бугров пучения показывает прогрессивное уменьшение содержания тяжелых изотопов с глубиной, что свидетельствует о сокращении объема оставшейся незамерзшей воды в процессе ее промерзания в условиях почти идеальной закрытой системы. Постоянное, без заметных скачков, уменьшение содержания тяжелых изотопов при промерзании свидетельствует о том, что процесс фракционирования не прерывался в течение всего цикла промерзания (рис. 23, б, в), т.е. бугры пучения могут формироваться в течение одного цикла промерзания, при этом перемещение фронта промерзания, имеющего горизонтальное или слабовыпуклое положение, происходит сверху-вниз.

Резкие сдвиги на изотопных кривых в сторону более положительных значений (рис. 23, а, г) свидетельствует о возможном перерыве и повторном формировании бугров пучения в течение зимы.

Для Бугра 2 в долине р.Чара характер изотопной кривой (наиболее низкие значения в центральной части ледяного ядра и более высокие в верхней и нижней частях) может указывать на двустороннее промерзание – сверху и снизу – замкнутого объема воды.

Изотопный состав исходной воды, из которой образовались бугры пучения в долине р.Чара, можно определить исходя из изотопного состава льда в верхней части бугров, если принять, что промерзание происходило сверху-вниз. Известно, что при промерзании воды в условиях закрытой системы, первые порции льда изотопно тяжелее воды на 1,5-2‰ по значениям  $\delta^{18}\text{O}$  при быстром промерзании и 2-3‰ по значениям

$\delta^{18}\text{O}$  при медленном промерзании, что обусловлено разными коэффициентами изотопного фракционирования при разной скорости перехода воды в лед [34,38,47]. Лед в верхней части бугров имеет значения  $\delta^{18}\text{O}$   $-16,6$ ,  $-17\text{‰}$  (см. табл. 3), скорее всего, промерзание происходило довольно быстро в условиях низких зимних температур воздуха, поэтому изотопная сдвигка с исходной водой, скорее всего, не превышала  $2\text{‰}$ , т.е. она могла иметь значение  $\delta^{18}\text{O}$  около  $-18$ ,  $-19\text{‰}$  (см. табл. 3, рис. 22), что близко к значениям, полученным для рек Чара и Беркакит.

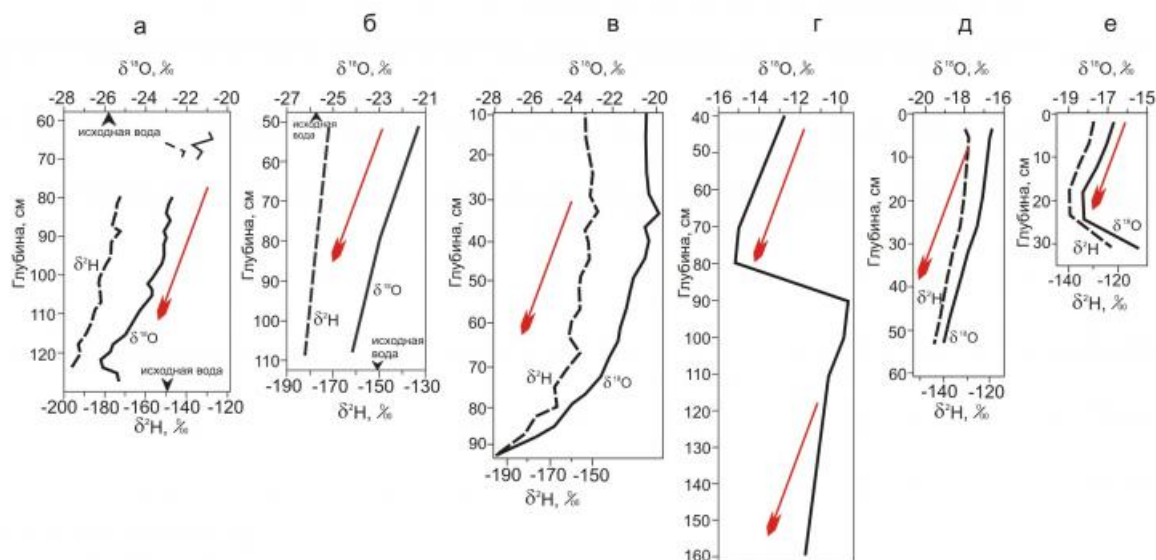


Рис. 23. Сопоставление изотопных кривых по льду сезонных бугров пучения, исследованных в разных районах криолитозоны: северная Канада: а, б – район Медвежьих Скал (по R.van Everdinger [38]), в – район Норз Форк Пасс (по F.Michel [47]); Чукотка: г – р.Чульхевеем (по Ю.К.Васильчуку [34]); д – р. Чара, бугор 1; е – р. Чара, бугор 2; стрелки показывают общий для всех бугров тренд снижения значений изотопного состава с глубиной

Сопоставление изотопных кривых по льду бугров пучения показывает прогрессивное уменьшение содержания тяжелых изотопов с глубиной, что свидетельствует о сокращении объема оставшейся незамерзшей воды в процессе ее промерзания в условиях почти идеальной закрытой системы. Постоянное, без заметных скачков, уменьшение содержания тяжелых изотопов при промерзании свидетельствует о том, что процесс фракционирования не прерывался в течение всего цикла промерзания (рис. 23, б, в), т.е. бугры пучения могут формироваться в течение одного цикла промерзания, при этом перемещение фронта промерзания, имеющего горизонтальное или слабовыпуклое положение, происходит сверху-вниз.

Резкие сдвиги на изотопных кривых в сторону более положительных значений (рис. 23, а, г) свидетельствует о возможном перерыве и повторном формировании бугров пучения в течение зимы.

### Выводы

Исследование изотопного состава льда сезонных бугров пучения позволило установить, что:

1. В Чарской котловине широко развиты сезонные бугры пучения высота которых варьирует от 1 до 3-5 (а иногда и более метров) с ледяным ядром, мощностью от 1

- до 3 м, диаметром от 1-2 до 10-15 и более метров. В отдельные годы весной и в начале лета, во время максимального пучения, размеры однолетних бугров пучения здесь достигают 10 м в высоту и от 20 до 100 м в поперечнике.
2. Сезонные бугры пучения формируются преимущественно за счет промерзания переувлажненного сезонно-талого слоя (СТС) сверху-вниз, но иногда часть льда намерзает снизу-вверх при встречном промерзании пород на нижней границе СТС.
  3. Направление и условия промерзания фиксируются в изотопной записи: изотопный состав льда сезонных бугров пучения облегчается (т.е. значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  снижаются) с глубиной – для бугра 1 это снижение составило 2,5 и 15‰ для значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$ , соответственно. Для бугра 2 установлено снижение значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  на 1,5 и 10‰, соответственно, для большей части ледяного ядра, однако в нижней части отмечено резкое повышение значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  на 2,8 и 17‰ (из-за промерзания снизу), соответственно.
  4. Наклоны линий соотношения  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$  для льда бугров составляют 5,82 (бугор 1) и 5,95 (бугор 2). Снижение значений изотопного состава льда бугров с глубиной и наклон линии соотношения  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$  меньше 7,3 указывает на промерзание воды в условиях закрытой системы, в течение одного цикла, без подтока влаги. Распределение изотопных значений во льду бугра 2 может указывать на одновременное двустороннее промерзание объема воды.
  5. Источником воды для формирования сезонных бугров пучения могли быть неглубоко залегающие воды, скорее всего сезонно-талого слоя, со значением  $\delta^{18}\text{O}$  перед промерзанием около  $-18$ ,  $-19$ ‰. Близкие значения были получены для рек Чара и Беркакит в районе исследований.
  6. В слоях льда, отобранных по горизонтали, получены очень близкие значения изотопного состава (например в бугре 1 по значениям  $\delta^{18}\text{O}$  от  $-17,51$  до  $-17,32$ ‰), что указывает на последовательное горизонтальное намораживание слоев льда.
  7. Сопоставление изотопных кривых по льду сезонных бугров пучения в Чаре с сезонными буграми, исследованными в разных районах криолитозоны, показывает близкий характер распределения значений изотопного состава, характерный для промерзания в условиях закрытой системы.
  8. Циклический характер изотопной кривой (как например, для сезонного бугра пучения, исследованного в долине р.Чульхевеем на Чукотке), может отражать несколько циклов поступления новых порций воды и повторного промерзания

### Благодарности

Авторы признательны В.Г. Подгорбунскому и Ю.В. Станиловской за предоставленные материалы.

### Библиография

1. Пономарёва О.Е. Мониторинг динамики поверхности бугров пучения вдоль трассы газопровода Надым-Пунга (северная тайга Западной Сибири) // *Материалы третьей конференции геокриологов России. МГУ им. М.В. Ломоносова*, 1–3 июня 2005 г. Т. 2. Ч.
3. Динамическая геокриология. Изд-во Моск. ун-та, 2005. С. 141–146.
2. Москаленко Н.Г., Пономарёва О.Е., Устинова Е.В. Мониторинг экзогенных геологических процессов на трассе газопровода Надым-Пунга // *Инженерные изыскания*. 2007. №1. С. 34–36.
3. Брушков А.В., Дроздов Д.С., Дубровин В.А., Железняк М.Н., Садуртдинов М.Р., Сергеев Д.О., Осокин А.Б. Принципы организации государственного мониторинга вечной



- мерзлоты // *Материалы Шестой конф. геокриологов России «Мониторинг в криолитозоне»* (14 – 17 июня 2022 г., г. Москва, МГУ им. М.В. Ломоносова, геол. ф-т). С. 5–11. М.: КДУ, 2022.
4. Шестернев Д.М. Криолитозона, климат и экономическое развитие Забайкалья // *Наука в Сибири*. 2009. №45 (2730). 7 с.
5. Шестернев Д.М., Шестернев Д.Д. Пучение крупнообломочных пород Читино-Ингондинской впадины в связи с потеплением климата // *Криосфера Земли*. 2007. Т. XI. №4. С. 80–92.
6. Александров А.С., Железняк И.И., Мосенкис Ю.М. *Инженерное освоение криолитозоны Забайкалья*. Наука. Сиб. отд-ние. 1990. 104 с.
7. Втюрина Е.А. Геокриологические явления и создаваемые ими формы рельефа в Юго-Восточном Забайкалье // *Труды ин-та мерзловедения*. Том 18. М.: 1962. С. 17–25.
8. Баранов И.Я. Южная окраина области многолетней мерзлоты // *Гидрогеология СССР*. М. -Л., Госгеолтехиздат, 1940, Вып. 17, Вост. Сибирь. Кн. 2.
9. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Чинова Ю.Н., Станиловская Ю.В. Миграционные бугры пучения в криолитозоне Восточной Сибири и Дальнего Востока // *Инженерная геология*. 2014. №1. С. 40–64.
10. Лапердин В.К., Качура Р.А. Криогенные опасности в зоне линейных природно-технических комплексов на юге Восточной Сибири // *Криосфера Земли*. 2009. Том XIII. №2. С. 27–34.
11. *Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Сер. Бодайбинская*. Лист О-50-XXIX. Объяснительная записка. – М.: Мингео СССР, Объед. «Аэрогеология». 1984. 117 с.
12. *Атлас Забайкалья (Бурятская АССР и Читинская область)*. М.-Иркутск: ГУГК, 1967. 176 с.
13. *Природные условия освоения севера Читинской области*. М.: Изд-во АН СССР, 1962. №М-117В. 124 с.
14. *Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток* / Под ред. Э.Д. Ершова. – М.: Недра, 1989. 515 с.
15. Сергеев Д.О., Чеснокова И.В. Выявление характера теплообмена в слое сезонного оттаивания по данным режимных термометрических наблюдений (Чара, северное Забайкалье) // *Материалы пятой конференции геокриологов России* (МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, 14–17 июня 2016 г.), 2016. 6 с.
16. Железняк М.Н., Жидин В.И., Сериков С.И. Геокриологические условия Олекмо-Чарского поднятия в зоне проектируемых линейных сооружений на участке Икабъекан-Тарыннах // *Современные проблемы науки и образования*. 2014. №6. С. 1675.
17. Калиничева С.В. Идентификация и картографирование вечной мерзлоты и таликов с использованием спутниковых изображений (на примере Олёкмо-Чарского нагорья в Южной Якутии) // *Дистанционные методы исследования Земли*. 2018. С. 71–82. doi: 10.24057/2414-9179-2018-2-24-71-82
18. Заболотник С.И., Климовский И.В. Сезонное протаивание и промерзание грунтов в Чарской котловине // *Геокриологические условия Забайкальского севера*. М.: Наука, 1966. С. 162–171.
19. Сергеев Д.О. *Формирование и эволюция курумов в гольцовом поясе гор (на примере хр. Удокан, Северное Забайкалье)* / Автореф. дисс. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ им. М.В. Ломоносова, геол. ф-т., 1991. 20 с.
20. Алексеев В.Р. Курумы – феномен криосферы // *Наука и техника в Якутии*. 2018. №1 (34). С. 72–88.
21. Рыжов Ю.В., Голубцов В.А. Экзогенные процессы и почвообразование в малом речном бассейне Западного Забайкалья во второй половине голоцена // *География и природные ресурсы*. 2017. №3. С. 87–96. doi: 10.21782/GIPR0206-1619-2017-3(87-96)

22. Коннов В.И. Наледообразование и пучение грунтов на участках дорог в Забайкалье // *Междунар. научн.-практ. конф. «Техносферная безопасность Байкальского региона»* (1–18 сент., 2017 г., г. Чита – парк Алханай). Чита: Изд-во ЗабГУ, 2017. С. 37–43.
23. Метеостанция Чара: климат Чары; Летопись погоды в Чаре. [Электронный ресурс]. База данных содержит данные метеонаблюдений на метеостанции в с. Чара. Режим доступа – открытый. Дата обращения 16.05.2024. URL: <http://www.pogodaiklimat.ru/climate/30372.htm>
24. *Климатические параметры зоны освоения Байкало-Амурской магистрали. Справочное пособие.* – Л.: Гидрометеиздат, 1977. 133 с.
25. Забайкальский край // *Национальный атлас почв Российской Федерации* / под ред. чл.-корр. РАН С.А. Шобы. М.: Изд-во «Астрель». 2011. С. 550–553.
26. Васильчук Ю.К., Гинзбург А.П., Буданцева Н.А., Васильчук Д.Ю. Криогенные почвы в долине реки Чара, Забайкалье // *Арктика и Антарктика*. 2022. № 3. С. 54–91. DOI: 10.7256/2453-8922.2022.3.38689 EDN: JIVEUJ URL: [https://e-notabene.ru/arctic/article\\_38689.html](https://e-notabene.ru/arctic/article_38689.html)
27. Васильчук Ю.К., Гинзбург А.П. Радиальная дифференциация химического состава криогенных почв долины реки Чары, Северное Забайкалье // *Арктика и Антарктика*. 2023. № 2. С. 115–128. DOI: 10.7256/2453-8922.2023.2.40965 EDN: HGVJAS URL: [https://e-notabene.ru/arctic/article\\_40965.html](https://e-notabene.ru/arctic/article_40965.html)
28. Гинзбург А.П., Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук Дж.Ю., Васильчук А.К. Геохимия мерзлотных почв постпирогенных лиственничников Чарской котловины (Северное Забайкалье) // *Актуальные проблемы и перспективы развития геокриологии. Материалы VII Всероссийского научного молодежного геокриологического форума с международным участием, посвященного 150-летию и 100-летию со дня рождения ученых-мерзлотоведов Михаила Ивановича Сумгина и Кирилла Фабиановича Войтковского*, Якутск, Россия, 27 июня – 07 июля 2023 г. Якутск. 2023. С. 52–55.
29. Незнаева С.В. Эколого-геохимическая специфика миграции химических элементов в почвенных катенах Чарской котловины (Забайкальский край, Каларский район) // *Материалы Международной научной конференции XXVII Докучаевские молодежные чтения «Традиции и инновации в почвоведении»* / Под ред. Б.Ф. Апарина. СПб., 2024. С. 47–48.
30. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // *Tellus*. 1964. V. 16. P. 436–468.
31. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A. C., Stanilovskaya Ju.V. Early Holocene climate signals from stable isotope composition of ice wedge in the Chara Basin, Northern Transbaikalia, Russia // *Geoscience Frontiers*. 2018. Vol. 9. Iss. 2. P. 471–483. doi: 10.1016/j.gsf.2017.04.008.
32. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Budantseva N. A., Ginzburg A.P., Tokarev I.V., Vasil'chuk J.Yu. Early Holocene oxygen isotope chronologies (11,267–6420 cal BP) from ice wedge at Chara, Transbaikalia. *Radiocarbon*. 2024. Vol. 66. Iss. 2. P. 400–409. doi:10.1017/RDC.2024.34.
33. Васильчук Ю.К. Изотопные вариации во льду торфяных и ледо-минеральных бугров пучения - пальза и литальза // *Арктика и Антарктика*. 2018. № 1. С. 1–49.
34. Васильчук Ю.К. *Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций)*. М.: Изд. Отдела теоретических проблем РАН. Геол. Ф-т МГУ, ПНИИИС. 1992. В 2-х томах. Том 1. 420 с. Т.2. 264 с. (Vasil'chuk Yu. K. 1992: *Oxygen isotope composition of ground ice (application to paleogeocryological reconstructions)*. Volume 1, 420 pp., Volume 2, 264 pp. Theoretical Problems Department, Russian Academy of Sciences and Lomonosov Moscow University Publications, Moscow (in Russian with English contents section).
35. Pollard W.H., French H.M. Seasonal frost mound occurrence, North Fork Pass, Ogilvie

- Mountains, northern Yukon, Canada // *Permafrost. Fourth International Conference. Proceedings*. Vol. 1. 1983. P. 1000–1004.
36. Pollard W.H., French H.M. The groundwater hydraulics of seasonal frost mounds, North Fork Pass, Yukon Territory // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1984. Vol. 21. P. 1073–1081.
37. Pollard W.H., French H.M. The internal structure and ice crystallography of seasonal frost mounds // *Journal of Glaciology*. 1985. Vol. 31. P. 157–162.
38. van Everdingen, R.O. Frost blisters of the Bear Rock Spring area near Fort Norman, N.W.T. // *Arctic*. 1982. Vol. 35. P. 243–265.
39. van Everdingen R.O. Frost mounds at Bear Rock. near Fort Norman, Northwest Territories 1975–1976 // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1978. Vol. 15. P. 263–276.
40. Hinkel, K. M., Peterson, K. M., Eisner, W. R., Nelson, F. E., Turner, K. M., Miller, L. L., Outcalt, S. I. (1996). Formation of injection frost mounds over winter 1995–1996 at barrow, Alaska // *Polar Geography*, 1996. Vol. 20(4), 235–248.  
<https://doi.org/10.1080/10889379609377605>.
41. Голубчиков М.Ю., Горлова Л.Г., Перминова Е.С. Исследование сезонного природно-техногенного гидролакколита в Норильском промышленном районе // *Материалы третьей конференции геокриологов России. Том 2. Часть 3. Динамическая геокриология*. М.: МГУ. 2005. С. 72–73.
42. Гречищев С.Е., Шешин Ю.Б. Развитие некоторых криогенных физико-геологических процессов в основаниях северных аэродромов // *Journal of Geocryology*. 2000. Vol. 2.
43. Morse P.D., Burn C.R. Perennial frost blisters of the outer Mackenzie Delta, western Arctic coast, Canada // *Earth Surf. Process. Land*. 2014. Vol. 39. Iss. 2. P. 200–213.
44. Paquette M., Fortier D., Lamoureux S.F. Cryostratigraphical studies of ground ice formation and distribution in a High Arctic polar desert landscape, Resolute Bay, Nunavut // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 2022. Vol. 59(11). P. 759–771. doi:10.1139/cjes-2020-0134.
45. Ponti S., Scipinotti R., Pierattini S., Guglielmin M. The Spatio-Temporal Variability of Frost Blisters in a Perennial Frozen Lake along the Antarctic Coast as Indicator of the Groundwater Supply // *Remote Sensing*. 2021. Vol. 13. N3. 435. doi:10.3390/rs13030435.
46. Mackay J.R. Oxygen isotope variations in permafrost, Tuktoyaktuk Peninsula area, Northwest Territories // *Geological Survey of Canada. Current Research. Part B*. Paper 83–1B. 1983. P. 67–74.
47. Michel F.A. Isotope geochemistry of frost-blister ice, North Fork Pass, Yukon, Canada // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1986. Vol. 23. N 4. P. 543–549.
48. Froehlich W., Slupik J. Frost mounds as indicators of water transmission zones in the active layer of permafrost during the winter season (Khangai Mts., Mongolia) // *Permafrost. Third International Conference. Proceedings*. National Research Council of Canada. Vol. 1. 1978. P. 189–193.
49. Yoshikawa K. The groundwater hydraulics open system pingos // *Permafrost. Seventh International Conference, Proceedings*. Yellowknife, 23–27 June 1998, Eds. A.G. Lewkowicz and M. Allard. Universite Laval, Collection Nordicana. 1998. N 57. P. 1177–1184.

## Результаты процедуры рецензирования статьи

В связи с политикой двойного слепого рецензирования личность рецензента не раскрывается.

Со списком рецензентов издательства можно ознакомиться [здесь](#).

Предмет исследования являются, по мнению автора, детальное исследование изотопного состава линз льда в ядре сезонных бугров пучения в Чарской котловине,

выявление направления и условий промерзания, зафиксированных в изотопной записи, установление изотопного состава воды из которой сформировались ледяные линзы в ядре сезонных бугров пучения и сопоставление изотопных кривых по льду сезонных бугров пучения в Чаре с изотопными данными из льда сезонных бугров, исследованных в разных районах криолитозоны России и Канады.

Методология исследования исходя из анализа статьи можно сделать вывод о использовании лазерного инфракрасного спектрометра Picarro L 2130-i для измерения изотопного состава кислорода и водорода льда в Ресурсном центре «Рентгенодифракционные методы исследования» Научного парка Санкт-Петербургского государственного университета на основе международных стандартов, определение радиоуглеродного возраста методом жидкостной сцинтилляции, послойные описания строения исследованных бугров пучения северо-западной части песчаного массива Чарские пески в процессе полевых исследований. Автором также использовался метод литературного анализа, сравнительных характеристик объектов и процессов алгоритмического и математического моделирования.

Актуальность затронутой темы связано с тем, что исследование криогенного пучения грунтов, выражающееся в увеличении объема грунта ввиду промерзания содержащейся в нем гравитационной влаги, способно наносить значительный урон за счет активизации многочисленных экзогенных геологических процессов, связанных с вытаиванием льда и течению каменных глетчеров, заболачиванию, термокарсту и термоэрозии. Автор восполнил этот пробел.

Научная новизна заключается в том, что автор статьи на основе проведенных исследований изотопного состава льда сезонных бугров пучения установил, что сопоставление изотопных кривых по льду сезонных бугров пучения в Чаре с сезонными буграми показывает близкий характер распределения значений изотопного состава, характерный для промерзания в условиях закрытой системы, а циклический характер изотопной кривой может отражать несколько циклов поступления новых порций воды и повторного промерзания. Автором направление и условия промерзания зафиксированы в изотопной записи состава льда сезонных бугров пучения, источником воды для формирования которых могут быть неглубоко залегающие сезонно-талого слоя воды. Сезонные бугры пучения формируются преимущественно за счет промерзания переувлажненного сезонно-талого слоя сверху-вниз, но иногда часть льда намерзает снизу-вверх при встречном промерзании пород на нижней границе.

Стиль, структура, содержание стиль изложения результатов достаточно научный. Статья снабжена богатым иллюстративным материалом, рисунки, фотографии и схемы иллюстративны уместны.

Библиография весьма исчерпывающая для постановки рассматриваемого вопроса.

Апелляция к оппонентам представлена в выявлении проблемы на уровне имеющейся информации, полученной автором в результате анализа.

Выводы, интерес читательской аудитории в выводах есть обобщения, позволяющие применить полученные результаты. Целевая группа потребителей информации в статье не указана.

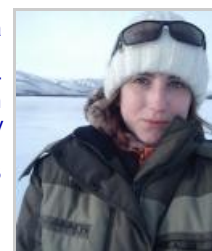
## Англоязычные метаданные

**Modeling of runoff formation processes with aufeis feed in mountain cryosphere of the north-east of Russia****Zemlianskova Anastasiia Aleksandrovna**

Laboratory assistant, Laboratory of Monitoring and Forecasting Climate Change and the Environment, North-Eastern State University, Magadan, Russia; Junior Researcher and Postgraduate Student of the Institute of Earth Sciences, St. Petersburg University

685017, Russia, Magadan region, Magadan, Portovaya str., 13

✉ anastasiazemlanskova@gmail.com

**Makarieva Olga Mikhailovna**

PhD in Technical Science

Head of Laboratory of Monitoring and Forecasting Climate Change and the Environment, North-Eastern State University, Magadan, Russia; Leading Researcher of Earth Sciences, St. Petersburg University

685000, Russia, Magadan region, Magadan, Portovaya str., 13

✉ omakarieva@yandex.ru



**Abstract.** Aufeis are a key element in the chain of water exchange processes in the permafrost zone. The hydrological role of aufeis in the formation of river flow can be comparable to that of glaciers. Observations of aufeis during the construction of the Baikal-Amur Mainline showed that the share of aufeis runoff in the annual river flow can reach 35% for watersheds with an area of up to 500 km<sup>2</sup>. Despite the long history of studying aufeis and the results achieved, there are no methods for predicting the development of aufeis processes, as well as hydrological models that take into account the share of aufeis feeding in river runoff. This is due to the lack of observational data on the dynamics and development factors of aufeis. In the last century, long-term studies were carried out on some aufeis in Siberia and the Far East. One of these unique objects is the giant Anmangynda aufeis, which forms in the upper reaches of the Kolyma River basin. The aim of the research is to study the hydrological regime of the Anmangynda river basin and develop a method for accounting of aufeis runoff (module «Aufeis») in the distributed hydrological model «Hydrograph». The module «Aufeis» takes into account two factors of aufeis destruction – under the influence of solar radiation and thermal erosion destruction. The input data is the area of aufeis at the beginning of the warm season and daily meteorological data. The calculation parameters are the coefficients of ice melting and evaporation from ice, as well as the coefficient of the relative area of aufeis depending on the period of destruction, calculated for the modern climatic period. The result of the calculation is the aufeis runoff and the characteristics of aufeis for a given interval. Based on historical data and materials obtained during own field research, the module «Aufeis» was tested. The deviation of the calculated and observed values was 2–10% and 1–9% for the maximum values of the area and volume of the Anmangynda aufeis, respectively. Results of numerical calculations for the period 1967–2022 revealed the dynamics of the contribution of the Anmangynda aufeis to the river flow in different seasons. The expanded functionality of the Hydrograph model has improved the quality of modeling for rivers where aufeis form. For the river basin Anmangynda average Nash-Sutcliffe coefficient and annual runoff error were 0,57 and 13,0% compared to 0,41 and 18,0% when the module «Aufeis» was not used.

**Keywords:** Anmangynda river, permafrost, mathematical modeling, Hydrograph model, aufeis



regulation, remote sensing, aufeis resources, aufeis, water balance, cryosphere

## References (transliterated)

1. Morse P., Wolfe S. Long-Term River icing dynamics in discontinuous permafrost, subarctic Canadian Shield: River icing dynamics in discontinuous permafrost, subarctic Canada // *Permafr. Periglac. Process.*, 2016, 28, P. 580-586. URL: <https://doi.org/10.1002/ppp.1907>.
2. Brombierstäudl D., Schmidt S., Nüsser M. Distribution and relevance of Aufeis (icing) in the upper Indus Basin // *Science of The Total Environment.*, 2021, 780, P. 146604. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.146604>.
3. Alekseev V.R. Mnogoletnyaya izmenchivost' rodnikovykh naledei-tarynov // *Led i sneg.* 2016. T. 56. № 1. S. 73-93.
4. Glyatsiologicheskii slovar' / V.M. Kotlyakov, V.R. Alekseev, N.V. Volkov i dr.; red. V.M. Kotlyakov. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1984. 528 s.
5. Morse P., Wolfe S. Geological and meteorological controls on icing (aufeis) dynamics (1985 to 2014) in subarctic Canada // *Geophys. Res. Earth Surf.*, 2015, 120, P. 1670-1686. URL: <https://doi.org/10.1002/2015JF003534>.
6. Makar'eva O.M., Nesterova N.V., Alekseev V.R., Shikhov A.N., Zemlyanskova A.A., Ostashov A.A. Otsenka ob'emov naledei v basseine reki Indigirka // *Meteorologiya i gidrologiya.* 2022 №3. S. 81-90. DOI: 10.52002/0130-2906-2022-3-81-90
7. Romanovskii N.N. Podzemnye vody kriolitozony. Pod red. V.A. Vsevolozhskogo. Moskva: Izd-vo MGU, 1983. 232 s.
8. Atlas gigantskikh naledei-tarynov Severo-Vostoka Rossii / V.R. Alekseev, O.M. Makar'eva, A.N. Shikhov, N.V. Nesterova, A.A. Ostashov, A.A. Zemlyanskova; red. V.V. Shepelev, M.N. Zheleznyak. Novosibirsk: SO RAN, 2021. 302 s. ISBN 978-5-6046428-2-5
9. Piguzova V.M. Otsenka podzemnogo stoka v reki zony mnogoleetnei merzloty // *Tr. GGI.* Leningrad: Gidrometeoizdat, 1965. Vyp. 122: Issledovanie podzemnogo stoka v reki. S. 87-107.
10. Sokolov B.L. Naledi i rechnoi stok / B.L. Sokolov. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1975. 190 s.
11. Markov M.L., Vasilenko N.G., Gurevich E.V. Naledi zony BAM: Ekspeditsionnye issledovaniya / M.L. Markov, N.G. Vasilenko, E.V. Gurevich. Sankt-Peterburg: Nestor-Istoriya, 2017. 320 s.
12. Brombierstäudl D., Schmidt S., Nüsser M. Spatial and temporal dynamics of aufeis in the Tso Moriri basin, eastern Ladakh, India // *Permafrost and Periglacial Processes*, 2022, 34, 10.1002/ppp.2173. URL: <https://doi.org/10.1002/ppp.2173>.
13. Wanty R., Wang B., Vohden J., Day W., Gough L. Aufeis accumulations in stream bottoms in arctic and subarctic environments as a possible indicator of geologic structure: Chapter F in *Recent U.S. Geological Survey studies in the Tintina Gold Province, Alaska, United States, and Yukon, Canada-results of a 5-year project. Scientific Investigations Report (2007): 13 p.*
14. Terry N., Grunewald E., Briggs M., Gooseff M., Huryn A.D., Kass M.A., Tape K.D., Hendrickson P., Lane Jr J.W., Hendrickson P., Lane J.W. Seasonal Subsurface Thaw Dynamics of an Aufeis Feature Inferred from Geophysical Methods // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 2020, 125(3). <https://doi.org/10.1029/2019jf005345>.

15. Seibert J., Vis M.J.P. Teaching hydrological modeling with a user-friendly catchment-runoff-model software package // *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 2012, 16, P. 3315-3325. <https://doi.org/10.5194/hess-16-3315-2012>.
16. Seibert J., Vis M., Lewis E., van Meerveld I. Upper and lower benchmarks in hydrological modeling // *Hydrological Processes*, 2018, 32. 10.1002/hyp.11476.
17. Koboltschnig G.R., Schöner W., Zappa M., Kroisleitner C., Holzmann H. Runoff modelling of the glacierized Alpine Upper Salzach basin (Austria): multi-criteria result validation // *Hydrol. Process.*, 2008, 22, 3950-3964. <https://doi.org/10.1002/hyp.7112>.
18. Hülsmann L., Geyer T., Schweitzer C., Priess J., Karthe D. The effect of subarctic conditions on water resources: initial results and limitations of the SWAT model applied to the Kharaa River Basin in Northern Mongolia // *Environmental Earth Sciences*, 2015, 73(2). P. 581-592. doi:10.1007/s12665-014-3173-1
19. Gagarin L., Qingbai W., Melnikov A., Volgusheva N., Tananaev N., Jin H., Zhang Z., Zhizhin V. Morphometric analysis of groundwater icings: Intercomparison of estimation techniques // *Remote Sensing.*, 2020, 12(4), P. 692. doi:10.3390/rs12040692.
20. Makarieva O., Nesterova N., Ostashov A., Zemlyanskova A., Tumskoy V., Gagarin L., Ekaykin A., Shikhov A., Olenchenko V., Khristoforov I. Perspectives of the development of complex interdisciplinary hydrological and geocryological research in the North-East of Russia // *Vestnik of SPbSU. Earth Sciences*, 2021, 66(1). <https://doi.org/10.21638/spbu07.2021.105>.
21. Edemskii D.E., Tumskoi V.E., Prokopovich I.V. Pervye rezul'taty primeneniya georadarnoi s'emki dlya izucheniya stroeniya naledei v doline r. Kyubyume (Oimyakonskoe nagor'e) // *Sbornik materialov konferentsii Inzhenernaya i rudnaya geofizika, Sankt-Peterburg*, 2023. S. 136-141.
22. Makarieva O., Nesterova N., Shikhov A., Zemlianskova A., Luo D., Ostashov A., Alexeev V. Giant Aufeis – Unknown Glaciation in North-Eastern Eurasia According to Landsat Images 2013–2019 // *Remote Sens.*, 2022, 14, P. 4248. <https://doi.org/10.3390/rs14174248>.
23. Sokolov B.L., Sarkisyan V.O. Podzemnoe pitanie gornykh rek / B.L. Sokolov, V.O. Sarkisyan. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1981. 239 s.
24. Tolstikhin O.N. Naledi i podzemnye vody severo-vostoka SSSR / O.N. Tolstikhin; red. S.M. Fotiev. Novosibirsk: Izd-vo Nauka, 1974. 164 s.
25. Bukaev N.A. Osnovnye zakonomernosti rezhima gigantskikh naledei v verkhov'yakh r. Kolymy (na primere Anmangyndinskoi naledi) // V kn. «Naledi Sibiri». M.: Nauka, 1969. S. 62-78.
26. Abramov D.A., Makar'eva O.M., Zemlyanskova A.A., Ostashov A.A., Nesterova N.V. Razvitie seti geokriologicheskogo monitoringa Magadanskoi oblasti: pervye rezul'taty 2021-2022 gg. // *Materialy V Vserossiiskoi nauchno-prakticheskoi konferentsii «Sovremennye tendentsii i perspektivy razvitiya gidrometeorologii Rossii»*, Irkutsk 23-25 noyabrya 2022 g. Otv. redaktor E.N. Sutyryna. Irkutsk, 2023. S. 119-126.
27. Zemlyanskova A.A., Alekseev V.R., Shikhov A.N., Ostashov A.A., Nesterova N.V., Makar'eva O.M. Mnogoletnyaya dinamika gigantskoi Anmangyndinskoi naledi na Severo-Vostoke Rossii (1962-2021 gg.) // *Led i sneg*. 2023. T. 63. № 1. S. 71-84. <https://doi.org/10.31857/S2076673423010167>
28. Zemlianskova A., Makarieva O., Shikhov A., Alekseev V., Nesterova N., Ostashov A. The impact of climate change on seasonal glaciation in the mountainous permafrost of North-Eastern Eurasia by the example of the giant Anmangynda aufeis // *Catena*. – 2023. – R. 107530. URL: <https://doi.org/10.1016/j.catena.2023.107530>

29. Gosudarstvennyi vodnyi kadastr. Mnogoletnie dannye o rezhime i resursakh poverkhnostnykh vod sushi. Tom 1. Vyp. 17. Basseiny rek Kolymy i rek Magadanskoi oblasti. 1976–1980 gg. // Kolymskoe upravlenie gidrometeorologicheskoi sluzhby. L.: Gidrometeoizdat, 1985.
30. Ostashov A.A., Makar'eva O.M., Nesterova N.V., Zemlyanskova A.A. Metodika monitoringa naledei s pomoshch'yu BPLA // Sbornik dokladov Shestoi konferentsii geokriologov Rossii s uchastiem rossiiskikh i zarubezhnykh uchenykh, inzhenerov i spetsialistov. Pod redaktsiei R.G. Motenko. Moskva, 2022. S. 294-299.
31. Vinogradov Yu.B. Matematicheskoe modelirovanie protsessov formirovaniya stoka: opyt kriticheskogo analiza) / Yu.B. Vinogradov. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1988. 312 s.
32. Lebedeva L.S. Formirovanie rechnogo stoka v zone mnogoletnei merzloty Vostochnoi Sibiri. Dis.kand. geogr. nauk. Moskva: Iz-vo Instituta geografii RAN, 2018. 125 s.
33. Nesterova N.V. Modelirovanie gidrologicheskikh kharakteristik basseinov gornyykh rek Rossii razlichnoi stepeni izuchennosti v sovremennom klimate. Dis. ... kand. tekhn. nauk: 1.6.16. Sankt-Peterburg, 2022. 177 s.
34. Vasil'ev A.I. Sovremennoe sostoyanie landshaftov vodosbornogo basseina reki Anmangynda // Ustoichivost' prirodnnykh i tekhnicheskikh sistem kriolitozony v usloviyakh izmeneniya klimata: materialy Vserossiiskoi konferentsii s mezhdunarodnym uchastiem, posvyashchennoi 150-letiyu M.I. Sumgina. Yakutsk, 2022. S. 182-186.
35. Makar'eva O.M., Nesterova N.V., Lebedeva L.S., Vinogradova T.A. Modelirovanie protsessov formirovaniya stoka rek vysokogornoj kriolitozony Vostochnoi Sibiri (na primere khrebta Suntar-Khayata) // Geografiya i prirodnye resursy. 2019. № 1. S 178-186.
36. Otchet po rezul'tatam vodnobilansovykh issledovaniy s nalednoi sostavlyayushchei v basseine r. Anmangyndy. Magadan: Izd-vo Kolymskoe upravlenie gidrometeorologicheskoi sluzhby, 1977 g. 62 s.
37. Makarieva O.M.; Nesterova N.V.; Post D.A.; Sherstyukov A.; Lebedeva L. Warming temperatures are impacting the hydrometeorological regime of Russian rivers in the zone of continuous permafrost. Cryosphere, 2019, 13, 1635-1659.

## First results of measuring temperature in snow cover at a winter search site in Irkutsk

**lanchenko (Yanchenko) Natalia Ivanovna**

Leading Researcher, Irkutsk National Research Technical University

664074, Russia, Irkutsk region, Irkutsk, Lermontov str., 83

✉ fduen@bk.ru



**Antsiferov Evgenii Aleksandrovich** 

PhD in Chemistry

Associate Professor, Department of Chemistry and Biotechnology named after V.V. Tuturina", Irkutsk National Research Technical University

83 Lermontov str., Irkutsk, Irkutsk region, 664074, Russia

✉ antsiferov@istu.edu

**Abstract.** The article is devoted to the first results of monitoring the temperature in the snow cover, the height of the snow cover and the atmospheric air temperature in Irkutsk. The results were obtained on the basis of exploratory scientific and organizational research that began in 2021 at the INRTU sites using an autonomous automatic software and hardware complex developed at the Institute for Monitoring Climatic and Ecological Systems of the SB RAS.

It has been established that there is a change in temperature in the snow cover at the same height during the day, while in the height range from 0 to 15 cm (0 cm is the underlying base) temperature fluctuations between min and max are insignificant compared to temperature fluctuations in the upper layers snow cover.

It is shown that graphically changes in temperature in the snow cover at altitudes that are closer to the atmospheric surface of the snow cover have more pronounced amplitude daily cycles, in contrast to changes at low altitudes.

A linear correlation has been established between air temperature and temperature at various heights in the snow cover; the correlation coefficient decreases with decreasing heights in the snow cover, provided that the maximum height of the snow cover is constant, for example, during the day.

The phenomenon of cooling of the surface of the snow cover at certain hours during the day, when the temperature of the snow-atmospheric surface is lower than the air temperature, is shown.

We note that actual values obtained in autonomous automatic real-time mode, such as air temperature, temperature and snow depth, may have practical significance and over time, with the development of digitalization, may be in demand for managing the urban ecosystem of the city and/or individual territories

**Keywords:** software and hardware complex, digitalization, cooling, snow-atmospheric surface, temperature profile, snow cover, depth, temperature, monitoring, Irkutsk

## References (transliterated)

1. Goncharova O.Y., Matyshak G.V., Epstein H.E., Sefilian A.R., Bobrik A.A. Influence of snow cover on soil temperatures: Meso- and micro-scale topographic effects (a case study from the northern West Siberia discontinuous permafrost zone) // *Catena*. 2019. V. 183. R. 1–8. <https://doi.org/j.catena.2019.104224>.
2. *Nastavleniya gidrometeorologicheskim stantsiyam i postam*. Vyp. 3. Ch. I. Meteorologicheskie nablyudeniya na stantsiyakh. – L. : Gidrometeoizdat, 1985. – 301 c.
3. Kalinnikov V.V., Ustinov A.V., Kosarev N.S. Opyt ispol'zovaniya metoda GNSS-reflektometrii dlya izmereniya vysoty snezhnogo pokrova // *Vestnik SGUGiT*. 2023. T. 28. № 1. S. 6–13. <https://doi.org/10.33764/2411-1759-2023-28-1-6-13>.
4. Yu X., Wei B., Zhang X., Yu Kh. Snow Depth Estimation Based on Multipath Phase Combination of GPS Triple-Frequency Signals // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2015. V. 53. № 9. P. 1–10. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2015.2417214>.
5. Bogorodskii P.V., Borodkin V.A., Kustov V.Yu., Sumkina A.A. Konvektsiya vozdukha v snezhnom pokrove morskogo l'da // *Led i Sneg*. 2020. T. 60. № 4. S. 557–566. <https://doi.org/10.31857/S2076673420040060>.
6. Kiselev M.V., Voropay N.N., Dyukarev E.A., Kurakov S.A., Kurakova P.S., Makeev E.A. Automatic meteorological measuring systems for microclimate monitoring // *China-*

- Mongolia-Russia Economic Corridor: Geographical and Environmental Factor and Territorial Development Opportunities: IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. First International Geographical Conference of North Asian Countries. 2018. V. 190. P. 012031. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/190/1/012031>.
7. Shein A.N., Ivanov M.N., Ginzburg N.A., Turchaninova A.S., Kurakov S.A. Predvaritel'nye rezul'taty temperaturnykh izmerenii tolshchi snezhnogo pokrova lednika Igan vo vremya perioda ablyatsii 2022 goda // Nauchnyi vestnik Yamalo-Nenetskogo avtonomnogo okruga. 2022. № 4. S. 94–107. <https://doi.org/10.26110/ARCTIC.2022.117.4.005>.
  8. Chmykh N.V., Burgonutdinov A.M. Opredelenie kharakteristik snezhnogo pokrova dlya rascheta glubiny promerzaniya dorozhnoi konstruksii na primere Permskogo kraia // Transport. Transportnye sooruzheniya. Ekologiya. 2023. № 1. S. 34–42. <https://doi.org/10.15593/24111678/2023.01.05>.
  9. Royer A., Domine F., Roy A., Langlois A., Marchand N., Davesne G. New northern snowpack classification linked to vegetation cover on a latitudinal mega-transect across northeastern Canada // Écoscience. 2021. V. 28. № 3-4. P. 225–242. <https://doi.org/10.1080/11956860.2021.1898775>.
  10. Fierz C. Temperature Profile of Snowpack // Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers / eds. V.P. Singh, P. Singh, U.K. Haritashya. – Dordrecht: Springer, 2011. R. 1151–1154. URL: [https://doi.org/10.1007/978-90-481-2642-2\\_569](https://doi.org/10.1007/978-90-481-2642-2_569).
  11. Ponomarev V.V. Termicheskii rezhim snezhnogo pokrova i poverkhnosti pochvy v techenie zimy na territorii gosudarstvennogo prirodnogo zapovednika «Prisurskii» // Nauchnye trudy gosudarstvennogo prirodnogo zapovednika «Prisurskii». 2018. T. 33. S. 21–31.
  12. Kotlyakov V.M., Sosnovskii A.V. Otsenka termicheskogo soprotivleniya snezhnogo pokrova po temperature grunta // Led i Sneg. 2021. T. 61. № 2. S. 195–205. URL: <https://doi.org/10.31857/S2076673421020081>.

## Pollen spectra in Holocene ice wedges in the floodplain of the Lyakkatosyo River (Eastern Yamal, Russia)

Vasil'chuk Alla Constantinovna 

Doctor of Geography

Leading Researcher; Laboratory of Geocology of the North; Lomonosov Moscow State University

119991, Russia, Moscow, Leninskie Gory, 1, of. geographical Faculty, NIL Geocology of the North

✉ [alla-vasilch@yandex.ru](mailto:alla-vasilch@yandex.ru)

**Abstract.** Study considers horizontal and vertical sampling directions for pollen analysis of ice wedges, taking into account the special mechanism of wedge ice formation. Pollen spectra from the Late Holocene ice-wedges on high polygonal floodplain of the Lyakkatosyo River are studied. Shrub-lichen-moss-polygonal tundra dominates the site. We accounted for the number of elementary veins. The main research methods are pollen and geochemical analyses. We collected samples for pollen analysis along ice wedges' axis and horizontally at depth of 1.20 m, while we also took samples for chemical analysis along the same axis. The high concentration of pollen and spores in ice wedges made it possible to compare results of horizontal and vertical sampling with sufficient degree of accuracy. Pollen spectra characterizing ice wedge horizontally and vertically showed significant differences in the main components. The main difference between horizontal and vertical pollen spectra in AP is the



spruce and birch pollen percentages. Along the ice wedge axis, spruce pollen (2.0–13.0%) and birch pollen (6.0–14.0%) are always visible. However, we only find spruce pollen (2.0–4.0%) up to 0.3 m from the vein axis and birch pollen (2.0–14.0%) up to 0.4m from the vein axis. We detected similar-composition pollen spectra in only one case. The sample that is closest to the center of the ice wedge, located at 0.1 m from axis and at depth of 1.2 m, exhibits approximately the same pollen spectra as the sample that is located at depth of 1.2 m from the central part of ice wedge. It is quite natural that certain pollen taxa do not have a general sequence of culminations. Chemical composition of ice wedge suggests that spruce pollen got into the ice due to flooding of the Lyakkatosyo River.

**Keywords:** flood plain, pollen grain concentration, spores, pollen, macroelements, permafrost, ice wedge, polygonal landscapes, Lekatosyo River, Yamal Peninsula

## References (transliterated)

1. Vasil'chuk Yu.K. Osnovnye elementy strategii polevogo oprobovaniya povtorno-zhil'nykh l'dov dlya izotopnogo i radiouglerodnogo analiza // *Arktika i Antarktika*. 2022. № 3. S.35-53. DOI: 10.7256/2453-8922.2022.3.38895 EDN: JIITKC URL: [https://e-notabene.ru/arctic/article\\_38895.html](https://e-notabene.ru/arctic/article_38895.html)
2. Opel T., Dereviagin A.Yu., Meyer H., Schirrmeister L., Wetterich S. Palaeoclimatic information from stable water isotopes of Holocene ice wedges on the Dmitrii Laptev Strait, northeast Siberia, Russia // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2011. Vol. 22. N1. P. 84-100. doi: 10.1002/ppp.667
3. Meyer H., Opel T., Laepple L., Dereviagin A.Yu., Hofmann K., Werner M. Long-term winter warming trend in the Siberian Arctic during the mid- to late Holocene // *Nature Geoscience*. (2015). Vol. 8. P. 122-125. doi: 10.1038/NGEO2349
4. Vasil'chuk A.K. *Palinologiya i khronologiya poligonal'no-zhil'nykh kompleksov v kriolitozone Rossii* / Pod red. deistvitel'nogo chlena RAEN, professora Yu.K. Vasil'chuka. M.: Izd-vo Mosk un-ta. 2007. 488 s.
5. Vasil'chuk A.K. *Palinologiya i khronologiya povtorno-zhil'nykh l'dov* / Dissertatsiya na soiskanie uchenoi stepeni doktora geograficheskikh nauk. M. 2009. 362 s. Avtoreferat 50 s.
6. Yurkovskaya T.K., Safronova I. N. Zonal'noe delenie rastitel'nogo pokrova Zapadnoi Sibiri // *Botanicheskii Zhurnal* 2019. T. 104. № 1. S. 3-11.
7. <http://www.pogodaiklimat.ru/history/20967.htm>)
8. URL: <https://rp5>
9. URL: <http://www.pogodaiklimat.ru/history/20967.htm>
10. Trofimov V.T., Vasil'chuk Yu.K., Baulin V.V. i dr. *Geokriologiya SSSR. Zapadnaya Sibir'*. M.: Nedra. 1989. 454 s.
11. URL: [pollendata.org](http://pollendata.org).
12. Budantseva N.A., Vasil'chuk Yu.K. Geokhimicheskii sostav golotsenovykh povtorno-zhil'nykh l'dov Yuzhnogo i Tsentral'nogo Yamala // *Arktika i Antarktika*. 2017. № 1. S. 1-22. DOI: 10.7256/2453-8922.2017.1.22485 URL: [https://e-notabene.ru/arctic/article\\_22485.html](https://e-notabene.ru/arctic/article_22485.html)
13. Sarmaja-Korjonen K. Pollen rain in the winter // *The first meeting of Finnish palaeobotanists; state of the art in Finland. May 2–4 1990. Publications of Karelian Institute, University of Joensuu*. Ed. E. Gronlund. Vol. 102. 1992. P. 51-59.
14. Surova T.G. Subretsentnye sporovo-pyl'tsevye spektry lednikovyykh raionov

- Shpitsbergena // *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy*. Vyp. 43. 1982. S. 157-160.
15. Surova T.G. Subretsentnye sporovo-pyl'tsevye spektry zon malogo i bol'shogo snegonakopleniya na Polyarnom Urale // *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy*. Vyp. 45. 1982. S. 130-136.
16. Vasil'chuk A.K. *Osobennosti formirovaniya palinospektrov v kriolitozone Rossii*. M.: Izd-vo Mosk un-ta. 2005. 245 s.
17. Vasil'chuk A.K., Vasil'chuk D.Yu. Palinospektry lednikov Polyarnogo Urala // *Arktika i Antarktika*. 2020. № 4. S. 1-14. DOI: 10.7256/2453-8922.2020.4.34641 URL: [https://e-notabene.ru/arctic/article\\_34641.html](https://e-notabene.ru/arctic/article_34641.html)
18. Andreev A.A., Nikolaev V.I., Bol'shiyanov D.Yu., Petrov V.N. Rezul'taty palinologicheskikh issledovaniy ledyanogo kerna s lednikovogo kupola Vavilova, Severnaya Zemlya // *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy*. Vyp. 83. 1997. S. 112-120.

## Ion geochemistry of massive ice at Yamal Peninsula: Bovanenkovo, Erkutayakha and Mordyyakha

Vasil'chuk Yuriy Kirillovich 

Doctor of Geology and Mineralogy

Professor, Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Landscape Geochemistry and Soil Geography

119991, Russia, Moscow, Leninskie Gory str., 1, office 2009

✉ [vasilch\\_geo@mail.ru](mailto:vasilch_geo@mail.ru)

**Abstract.** The article aims to ascertain the qualitative and quantitative ion composition of three massive ices in the central and southern regions of Yamal: a) Bovanenkovo, situated on the shore of Lake Hanikoshito; b) in the upper reaches of the Mordyyakha River; and c) in the Erkutayakha River valley. We compared the results with the ionic composition of the known massive ice of the Yamal Peninsula (Bovanenkovo, Kharasavey, Marre-Sale, Neito, Yuribey, Sabetta) and adjacent territories (Gyda, Tanama, Ust-Port, Ledyanaya Gora) to identify the genetic similarity of the three studied massive ices, thereby establishing a more definitive nature. Samples from all three massive ices are ultra-fresh, with ion concentrations ranging from 20 to 40 mg/l. In the ionic composition of the Bovanenkovo massive ice, sodium cations noticeably predominate, reaching 38.95 mg/l in turbid ice and potassium cations up to 21.76 mg/l in highly bubbly transparent ice. Sodium cations noticeably predominate in the Mordyyakha River valley, reaching 68.51 mg/l in ice with soil and 6.1 mg/l in crystal ice. In the ionic composition of massive ice in the Erkutayakha River, approximately equal amounts of sodium cations are observed, reaching 3.64 mg/l. The average concentration of chlorine anions in the massive ice of the Erkutayakha River valley varies: in crystal and milky white ice, 0.76 mg/l; in gray ice of horizontal layers, 1.46 mg/l; and in vertically layered ice of the central stock, 1.48 mg/l. The ionic compositions found in the three thick massive ice lenses that were studied are most similar to those found in Holocene intrasedimental massive ice lenses near Sabetta village and infiltration-segregation thick ice lenses near Gyda village. This is the basis for the classification of the studied massive ice as intrasedimental massive ice.

**Keywords:** Bovanenkovo, upper Mordyyakha River, Erkutayakha River valley, chlorine anions, sulfate anions, potassium cations, sodium cations, macroelements, massive ice, permafrost

## References (transliterated)

1. Butakov V.I. Osobennosti formirovaniya geokhimicheskogo sostava podzemnykh l'dov Karskogo regiona // Avtoreferat dissertatsii na soiskanie uchenoi stepeni kandidata geologo-mineralogicheskikh nauk. Tyumen', 2022. 25 s.
2. Butakov V.I., Slagoda E.A., Opokina O. L., Tomberg I.V., Zhuchenko N.A. Osobennosti formirovaniya gidrokhimicheskogo i mikroelementnogo sostava raznykh tipov podzemnykh l'dov mysa Marre-Sale // *Kriosfera Zemli*. 2020. Tom XXIV. № 5. S. 29–44. doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2020-5(29-44).
3. Vasil'chuk Yu.K. *Izotopno-kislorodnyi sostav podzemnykh l'dov (opyt paleogeokriologicheskikh rekonstruktsii)*. M.: Izd. Otdel. Teoreticheskikh problem RAN. MGU, PNIIS, 1992. V 2-kh tomakh. T. 1. – 420 s. T. 2 – 264 s.
4. Vasil'chuk Yu.K. Plastovye ledyanye zalezhi // *Kriosfera neftegazokodensatnykh mestorozhdenii poluostrova Yamal. Tom 1. Kriosfera Kharasaveiskogo gazokondensatnogo mestorozhdeniya*. Tyumen'-SPb.: Nedra, 2006. S. 160–193.
5. Vasil'chuk Yu.K. Plastovye ledyanye zalezhi v predelakh Bovanenkovskogo GKM (Tsentral'nyi Yamal) // *Inzhenernaya geologiya*. 2010. №3. S. 50–67.
6. Vasil'chuk Yu.K. Gomogennye i geterogennye plastovye ledyanye zalezhi v mnogoletnemerzlykh porodakh // *Kriosfera Zemli*. 2011. Tom 15. №1. S. 40–51.
7. Vasil'chuk Yu.K. *Izotopnye metody v geografii. Chast' 2: Geokhimiya stabil'nykh izotopov plastovykh l'dov*. V 2-kh tomakh. – M.: Izdatel'stvo Moskovskogo universiteta, 2012. Tom I. – 472 s.
8. Vasil'chuk Yu.K. Geokhimicheskii sostav podzemnykh l'dov severa Rossiiskoi Arktiki // *Arktika i Antarktika*. 2016. № 2. S. 99–115. DOI: 10.7256/2453-8922.2016.2.21378 URL: [https://e-notabene.ru/arctic/article\\_21378.html](https://e-notabene.ru/arctic/article_21378.html)
9. Vasil'chuk Yu.K., Petrov O.M., Vasil'chuk A.K. Nekotorye zamechaniya o stratigraficheskom znachenii zalezhi plastovogo l'da v kazantsevskikh otlozheniyakh tsentral'nogo Gydana // *Byulleten' komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. Vyp. 55. M.: Nauka, 1986. S. 111–117.
10. Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.K. Variatsii  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$  i sodержanie pyl'tsy i spor v avtokhtonnoi geterogennoi plastovoi ledyanoi zalezhi na reke Erkutayakha na Yuzhnom Yamale // *Doklady Rossiiskoi Akademii Nauk*. 2011. Tom 438. №3. S. 400–405.
11. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.K., Budantseva N.A. Izotopnyi i sporovo-pyl'tsevoi sostav plastovoi ledyanoi zalezhi na reke Mordyyakha, Tsentral'nyi Yamal // *Doklady Rossiiskoi Akademii Nauk*. 2012. Tom 446. №2. S. 204–208.
12. Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.K., Podbornyi E.E., Sullina A.N., Chizhova Yu.N. Golotsenovyie mnogoyarusnye plastovye l'dy v ust'e reki Sabettayakha, poluostrov Yamal // *Kriosfera Zemli*. 2015. №4. S. 39–53.
13. Vasil'chuk A.K., Vasil'chuk Yu.K. Inzhenerno-geologicheskie i geokhimicheskie usloviya poligonal'nykh landshaftov ostrova Belyi (Karskoe more) // *Inzhenernaya geologiya*. 2015. №1. S. 50–65.
14. Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.K., Podbornyi E.E., Chizhova Yu.N. Plastovye l'dy v golotsenovykh otlozheniyakh Zapadnoi Sibiri // *Kriosfera Zemli*. 2016. №1. S. 36–50.
15. Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk D.Yu., Vasil'chuk A.K., Garankina E.V., Chizhova Yu.N., Shorkunov I.G. Izotopno-geokhimicheskii sostav plastovykh ledyanykh zalezhei na mezhdurech'e rek Mordyyakha i Seyakha (Mutnaya), Tsentral'nyi Yamal // *Arktika i Antarktika*. 2018. № 1. S.50–75. DOI: 10.7256/2453-8922.2018.1.25833 URL: [https://e-notabene.ru/arctic/article\\_25833.html](https://e-notabene.ru/arctic/article_25833.html)

16. Velikotskii M.A., Mudrov Yu.V. K istorii razvitiya mnogoletnemerzlykh porod na severe Zapadnoi Sibiri // *Razvitie kriolitozony Evrazii v verkhnem kainozoe*. M.: Nauka, 1985. S. 29–42.
17. Dubikov G.I. Paragenez plastovykh l'dov i merzlykh porod Zapadnoi Sibiri // *Plastovye l'dy kriolitozony*. Yakutsk, IMZ SO AN SSSR, 1982. C. 24–42.
18. Dubikov G. I. *Sostav i kriogennoe stroenie merzlykh tolshch Zapadnoi Sibiri*. M.: Izd-vo "Geos", 2002. – 246 s.
19. Korenovskaya I.M., Tarasov M.N. K voprosu o formirovanii ionnogo sostava i mineralizatsii l'da presnykh vod pri razlichnykh usloviyakh // *Gidrokhimicheskie materialy*. 1968. Tom XLVII. C. 77–87.
20. Kritsuk L.N. *Podzemnye l'dy Zapadnoi Sibiri*. M.: Nauch. mir. 2010, 352 s.
21. Orlyanskii V.V. Formirovanie i prostranstvennoe razmeshchenie zalezhei podzemnykh l'dov na Yamale // *Kriogennye protsessy i yavleniya v Sibiri*. Yakutsk: izd. IM SO AN SSSR, 1984. S. 22–31.
22. Parmuzin S.Yu., Sukhodol'skii S.E. Plastovye l'dy Srednego Yamala i ikh rol' v formirovanii rel'efa // *Plastovye l'dy kriolitozony*. Pod red. prof. A.I.Popova. Yakutsk: Izd. IM SO AN SSSR, 1982. S. 51–61.
23. Trofimov V.T., Badu Yu.B., Vasil'chuk Yu.K., Firsov N.G. i dr. *Ekzogeodinamika Zapadno-Sibirskoi plity (prostranstvenno-vremennye zakonomernosti)* / Pod red. prof. V.T. Trofimova M.: Izd-vo Mosk. un-ta, 1986. 246 s.
24. Slagoda E.A., Opokina O.L., Rogov V.V., Kurchatova A.N. Stroenie i genezis podzemnykh l'dov v verkhnepleistotsen-golotsenovykh otlozheniyakh mysa Marre-Sale (Zapadnyi Yamal) // *Kriosfera Zemli*. 2012. Tom XVI. №2. S. 9–22.
25. Streletskaya I.D., Leibman M.O. Kriogeokhimicheskaya vzaimosvyaz' plastovykh l'dov, kriopogov i vmeshchayushchikh ikh otlozhenii Tsentral'nogo Yamala // *Kriosfera Zemli*. 2002. Tom VI. №3. S. 15–24.
26. Streletskaya I.D., Kanevskii M.Z., Vasil'ev A.A. Plastovye l'dy v dislotsirovannykh chetvertichnykh otlozheniyakh Zapadnogo Yamala // *Kriosfera Zemli*. 2006. Tom X. №2. S. 68–78.
27. Fotiev S.M. Zakonomernosti formirovaniya ionno-solevogo sostava prirodnnykh vod Yamala // *Kriosfera Zemli*. 1999. Tom 3. № 2. S. 40–65.
28. Khimenkov A.N. *Formirovanie kriogennoy stroeniya morskikh otlozhenii* / Avtoref.diss. na soisk.uch.st.kand. geol.-min. nauk. M.: PNIIIS, 1985. 23 s.
29. Ji X., Abakumov E., Polyakov V., & Xie X. Mobilization of geochemical elements to surface water in the active layer of permafrost in the Russian Arctic // *Water Resources Research*. 2021. 57. e2020WR028269. <https://doi.org/10.1029/2020WR028269>
30. Michel F.A. The relationship of massive ground ice and the Late Pleistocene history of Northwest Siberia // *Quaternary International*. 1998. Vol. 45/46. P. 43–48.
31. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Budantseva N.A., Chizhova Ju.N. Papesch W., Podborny Ye.Ye. 14C age, stable isotope composition and pollen analysis of massive ice, Bovanenkovo gas field, Central Yamal Peninsula // *Geography, Environment, Sustainability*. 2014. Vol. 7. N2. P. 49–70. doi: 10.24057/2071-9388-2014-7-2-49-70
32. Vasil'chuk Yu.K., Murton J.B. Stable isotope geochemistry of massive ice // *Geography, Environment, Sustainability*. 2016. N3(9). P. 4–24. doi: 10.15356/2071-9388\_03v09\_2016\_01
33. Vasil'chuk Yu., Budantseva N., Vasil'chuk A., Chizhova Ju., Podborny Ye., Vasil'chuk J. Holocene multistage massive ice, Sabettayakha river mouth, Yamal Peninsula,

northwest Siberia // *GeoRes J.* 2016. Vol. 9. P. 54–66. doi:  
10.1016/j.grj.2016.09.00.

## **Stable isotopes of oxygen and hydrogen in frost blisters of the Chara River valley, Transbaikalia**

**Vasil'chuk Yuriy Kirillovich** 

Doctor of Geology and Mineralogy

Professor, Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Landscape Geochemistry and Soil Geography

119991, Russia, Moscow, Leninskie Gory str., 1, office 2009

✉ vasilch\_geo@mail.ru

**Ginzburg Alexander Pavlovich** 

Junior Researcher, Scientific Center for Arctic Studies; Postgraduate student, Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science of the Russian Academy of Sciences

629007, Russia, Salekhard, Republic str., 20

✉ alexandrginzburg13154@yandex.ru

**Tokarev Igor' Vladimirovich** 

PhD in Geology and Mineralogy

Leading Specialist, Resource Center "X-ray Diffraction Research Methods" of the Science Park of St. Petersburg State University

199034, Russia, Saint Petersburg, Universitetskaya str., 7

✉ tokarevigor@gmail.com

**Budantseva Nadine Arkad'evna** 

PhD in Geography

Senior Scientific Associate, Lomonosov Moscow State University, Department of Landscape Geochemistry and Soil Geography

119991, Russia, Moscow, Leninskie Gory str., 1, office 2007

✉ nadin.budanceva@mail.ru

**Vasil'chuk Alla Constantinovna** 

Doctor of Geography

Leading Scientific Associate, Lomonosov Moscow State University, Laboratory of Geocology of the North

119991, Russia, Moscow, Leninskie Gory str., 1, office 10

✉ alla-vasilch@yandex.ru

**Palamarchuk Valentina Anatol'evna** 

Junior Researcher, Scientific Center for Arctic Studies and Institute of the Earth's Cryosphere of the Tyumen Scientific Center SB RAS

629007, Russia, Salekhard, Republic str., 20

✉ VAPalamarchuk@yanao.ru

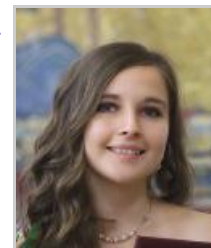
**Vasil'chuk Jessica Yur'evna**

Junior Scientific Associate, Lomonosov Moscow State University, Department of Landscape Geochemistry and Soil Geography



119991, Russia, Moscow, Leninskie Gory str., 1, office 2007

✉ jessica.vasilchuk@gmail.com

**Bludushkina Lyubov' Bakhtiyarovna**

Junior Scientific Associate, Lomonosov Moscow State University, Laboratory of Geoecology of the North

119991, Russia, Moscow, Leninskie Gory str., 1, office 2007

✉ bludushkina19@mail.ru

**Slyshkina Elena Sergeevna**

Junior Researcher, Lomonosov Moscow State University, Laboratory of Geoecology of the North

119991, Russia, Moscow, Leninskie Gory str., 1, office 10

✉ lena.slyshkina@gmail.com



**Abstract.** The study's focus is on the distribution of oxygen and hydrogen isotopes in the ice cores of frost blisters in the Chara River valley, Transbaikalia. The Kodar and Udokan mountain ranges surround the Chara Depression. Cryogenic (frosty) heaving is common in high humidity areas with loamy, clay, and peaty sediments. In summer 2023, the authors described two seasonal frost blisters in swampy, forested depressions on the periphery of the Charsky Sands (in the so-called thermosuffusion funnels). Oxygen and hydrogen isotopic compositions of oxygen ( $\delta^{18}\text{O}$ ) and hydrogen ( $\delta^2\text{H}$ ) in blister ice were analyzed. It has been established that seasonal frost blisters are formed mainly due to downward freezing of the water-saturated active layer sediments, but in some cases, ice was formed as well due to upward freezing from the lower boundary of the active layer. The vertical distribution of the isotope values, as well as the  $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$  ratio in ice, indicates a relatively rapid freezing of water in closed system conditions during one cycle of freezing. In the ice layers sampled horizontally, very similar isotopic composition values were obtained (for example, in blister ice 1,  $\delta^{18}\text{O}$  values ranged from  $-17.51$  to  $-17.32\text{‰}$ ), which indicates consistent horizontal freezing of ice layers. The slopes of the  $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$  ratio lines for blister ice are 5.82 (blister ice 1) and 5.95 (blister ice 2). A decrease of the  $\delta^2\text{H}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values of blister ice on frost mounds with depth and a slope of the  $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$  ratio line less than 8–7.3 indicates water freezing under closed system conditions during one cycle without moisture inflow. The distribution of isotopic values in the blister ice of seasonal frost mound 2 may indicate simultaneous bilateral freezing of the water volume.

**Keywords:** Northern Transbaikalia, Chara basin, seasonal active layer, injected blister ice, segregated blister ice, hydrogen isotope, oxygen isotope, blister ice, seasonal frost mounds, permafrost

## References (transliterated)

1. Ponomareva O.E. Monitoring dinamiki poverkhnosti bugrov pucheniya vdol' trassy gazoprovoda Nadym-Punga (severnaya taiga Zapadnoi Sibiri) // *Materialy tret'ei konferentsii geokriologov Rossii. MGU im. M.V. Lomonosova*, 1–3 iyunya 2005 g. T. 2.

- Ch. 3. Dinamicheskaya geokriologiya. Izd-vo Mosk. un-ta, 2005. S. 141–146.
2. Moskalenko N.G., Ponomareva O.E., Ustinova E.V. Monitoring ekzogennykh geologicheskikh protsessov na trasse gazoprovoda Nadym-Punga // *Inzhenernye izyskaniya*. 2007. №1. S. 34–36.
  3. Brushkov A.V., Drozdov D.S., Dubrovin V.A., Zheleznyak M.N., Sadurtdinov M.R., Sergeev D.O., Osokin A.B. Printsipy organizatsii gosudarstvennogo monitoringa vechnoi merzloty // *Materialy Shestoi konf. geokriologov Rossii «Monitoring v kriolitozone»* (14 – 17 iyunya 2022 g., g. Moskva, MGU im. M.V. Lomonosova, geol. f-t). S. 5–11. M.: KDU, 2022.
  4. Shesternev D.M. Kriolitozona, klimat i ekonomicheskoe razvitie Zabaikal'ya // *Nauka v Sibiri*. 2009. №45 (2730). 7 s.
  5. Shesternev D.M., Shesternev D.D. Puchenie krupnooblomochnykh porod Chitino-Ingondinskoj vpadiny v svyazi s potepleniem klimata // *Kriosfera Zemli*. 2007. T. XI. №4. S. 80–92.
  6. Aleksandrov A.S., Zheleznyak I.I., Mosenkis Yu.M. *Inzhenernoe osvoenie kriolitozony Zabaikal'ya*. Nauka. Sib. otd-nie. 1990. 104 s.
  7. Vtyurina E.A. Geokriologicheskie yavleniya i sozdavaemye imi formy rel'efa v Yugo-Vostochnom Zabaikal'e // *Trudy in-ta merzlotovedeniya*. Tom 18. M.: 1962. S. 17–25.
  8. Baranov I.Ya. Yuzhnaya okraina oblasti mnogoletnei merzloty // *Gidrogeologiya SSSR*. M. -L., Gosgeoltekhizdat, 1940, Vyp. 17, Vost. Sibir'. Kn. 2.
  9. Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.K., Chizhova Yu.N., Stanilovskaya Yu.V. Migratsionnye bugry pucheniya v kriolitozone Vostochnoi Sibiri i Dal'nego Vostoka // *Inzhenernaya geologiya*. 2014. №1. S. 40–64.
  10. Laperdin V.K., Kachura R.A. Kriogennyye opasnosti v zone lineinykh prirodno-tekhnicheskikh kompleksov na yuge Vostochnoi Sibiri // *Kriosfera Zemli*. 2009. Tom XIII. №2. S. 27–34.
  11. *Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1:200 000. Ser. Bodaibinskaya. List O-50-XXIX. Ob"yasnitel'naya zapiska*. – M.: Mingeo SSSR, Ob"ed. «Aerogeologiya». 1984. 117 s.
  12. *Atlas Zabaikal'ya (Buryatskaya ASSR i Chitinskaya oblast')*. M.-Irkutsk: GUGK, 1967. 176 s.
  13. *Prirodnye usloviya osvoeniya severa Chitinskoi oblasti*. M.: Izd-vo AN SSSR, 1962. №M-117V. 124 s.
  14. *Geokriologiya SSSR. Vostochnaya Sibir' i Dal'nii Vostok* / Pod red. E.D. Ershova. – M.: Nedra, 1989. 515 s.
  15. Sergeev D.O., Chesnokova I.V. Vyyavlenie kharaktera teploobmena v sloe sezonnogo ottaivaniya po dannym rezhimnykh termometricheskikh nablyudenii (Chara, severnoe Zabaikal'e) // *Materialy pyatoi konferentsii geokriologov Rossii* (MGU imeni M.V. Lomonosova, Moskva, 14–17 iyunya 2016 g.), 2016. 6 s.
  16. Zheleznyak M.N., Zhidin V.I., Serikov S.I. Geokriologicheskie usloviya Olekmo-Charskogo podnyatiya v zone proektiruemykh lineinykh sooruzhenii na uchastke Ikab"ekan-Tarynnakh // *Sovremennyye problemy nauki i obrazovaniya*. 2014. №6. S. 1675.
  17. Kalinicheva S.V. Identifikatsiya i kartografirovaniye vechnoi merzloty i talikov s ispol'zovaniem sputnikovyykh izobrazhenii (na primere Olekmo-Charskogo nagor'ya v Yuzhnoi Yakutii) // *Distantсионные методы issledovaniya Zemli*. 2018. S. 71–82. doi: 10.24057/2414-9179-2018-2-24-71-82
  18. Zabolotnik S.I., Klimovskii I.V. Sezonnoe protaivaniye i promerzaniye gruntov v Charskoi

- kotlovine // *Geokriologicheskie usloviya Zabaikal'skogo severa*. M.: Nauka, 1966. S. 162–171.
19. Sergeev D.O. *Formirovanie i evolyutsiya kurumov v gol'tsovom poyase gor (na primere khr. Udokan, Severnoe Zabaikal'e)* / Avtoref. diss. ... kand. geol.-mineral. nauk. M.: MGU im. M.V. Lomonosova, geol. f-t., 1991. 20 s.
  20. Alekseev V.R. Kurumy – fenomen kriosfery // *Nauka i tekhnika v Yakutii*. 2018. №1 (34). S. 72–88.
  21. Ryzhov Yu.V., Golubtsov V.A. Ekzogennyye protsessy i pochvoobrazovanie v malom rechnom basseine Zapadnogo Zabaikal'ya vo vtoroi polovine golotsena // *Geografiya i prirodnye resursy*. 2017. №3. S. 87–96. doi: 10.21782/GIPR0206-1619-2017-3(87-96)
  22. Konnov V.I. Naledteobrazovanie i puchenie gruntov na uchastkakh dorog v Zabaikal'e // *Mezhdunar. nauchn.-prakt. konf. «Tekhnosfernaya bezopasnost' Baikal'skogo regiona»* (1–18 sent., 2017 g., g. Chita – park Alkhanai). Chita: Izd-vo ZabGU, 2017. S. 37–43.
  23. *Meteostantsiya Chara: klimat Chary; Letopis' pogody v Chare*. [Elektronnyi resurs]. Baza dannykh sodержit dannye meteonablyudenii na meteostantsii v s. Chara. Rezhim dostupa – otkrytiy. Data obrashcheniya 16.05.2024. URL: <http://www.pogodaiklimat.ru/climate/30372.htm>
  24. *Klimaticheskie parametry zony osvoeniya Baikalo-Amurskoi magistrali. Spravochnoe posobie*. – L.: Gidrometeoizdat, 1977. 133 s.
  25. Zabaikal'skii krai // *Natsional'nyi atlas pochv Rossiiskoi Federatsii* / pod red. chl.-korr. RAN S.A. Shoby. M.: Izd-vo «Astrel'». 2011. S. 550–553.
  26. Vasil'chuk Yu.K., Ginzburg A.P., Budantseva N.A., Vasil'chuk D.Yu. Kriogennyye pochvy v doline reki Chara, Zabaikal'e // *Arktika i Antarktika*. 2022. № 3. S. 54–91. DOI: 10.7256/2453-8922.2022.3.38689 EDN: JIVEUJ URL: [https://e-notabene.ru/arctic/article\\_38689.html](https://e-notabene.ru/arctic/article_38689.html)
  27. Vasil'chuk Yu.K., Ginzburg A.P. Radial'naya differentsiatsiya khimicheskogo sostava kriogennykh pochv doliny reki Chary, Severnoe Zabaikal'e // *Arktika i Antarktika*. 2023. № 2. S. 115–128. DOI: 10.7256/2453-8922.2023.2.40965 EDN: HGVJAS URL: [https://e-notabene.ru/arctic/article\\_40965.html](https://e-notabene.ru/arctic/article_40965.html)
  28. Ginzburg A.P., Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk Dzh.Yu., Vasil'chuk A.K. Geokhimiya merzlotnykh pochv postpirogennykh listvennichnikov Charskoi kotloviny (Severnoe Zabaikal'e) // *Aktual'nye problemy i perspektivy razvitiya geokriologii. Materialy VII Vserossiiskogo nauchnogo molodezhnogo geokriologicheskogo foruma s mezhdunarodnym uchastiem, posvyashchennogo 150-letiyu i 100-letiyu so dnya rozhdeniya uchenykh-merzlotovedov Mikhaila Ivanovicha Sumgina i Kirilla Fabianovicha Voitkovskogo*, Yakutsk, Rossiya, 27 iyunya – 07 iyulya 2023 g. Yakutsk. 2023. S. 52–55.
  29. Neznaeva S.V. Ekologo-geokhimicheskaya spetsifika migratsii khimicheskikh elementov v pochvennykh katenakh Charskoi kotloviny (Zabaikal'skii krai, Kalarskii raion) // *Materialy Mezhdunarodnoi nauchnoi konferentsii XXVII Dokuchaevskie molodezhnye chteniya «Traditsii i innovatsii v pochvovedenii»* / Pod red. B.F. Aparina. SPb., 2024. S. 47–48.
  30. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // *Tellus*. 1964. V. 16. P. 436–468.
  31. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A. C., Stanilovskaya Ju.V. Early Holocene climate signals from stable isotope composition of ice wedge in the Chara Basin, Northern Transbaikalia, Russia // *Geoscience Frontiers*. 2018. Vol. 9. Iss. 2. P. 471–483. doi: 10.1016/j.gsf.2017.04.008.
  32. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Budantseva N. A., Ginzburg A.P., Tokarev

- I.V., Vasil'chuk J.Yu. Early Holocene oxygen isotope chronologies (11,267-6420 cal BP) from ice wedge at Chara, Transbaikalia. *Radiocarbon*. 2024. Vol. 66. Iss. 2. P. 400-409. doi:10.1017/RDC.2024.34.
33. Vasil'chuk Yu.K. Izotopnye variatsii vo l'du torfyanykh i ledo-mineral'nykh bugrov pucheniya - pal'za i lital'za // *Arktika i Antarktika*. 2018. № 1. S. 1-49.
  34. Vasil'chuk Yu.K. *Izotopno-kislorodnyi sostav podzemnykh l'dov (opyt paleogeokriologicheskikh rekonstruktsii)*. M.: Izd. Otdela teoreticheskikh problem RAN. Geol. F-t MGU, PNIIS. 1992. V 2-kh tomakh. Tom 1. 420 s. T.2. 264 s. (Vasil'chuk Yu. K. 1992: *Oxygen isotope composition of ground ice (application to paleogeocryological reconstructions)*. Volume 1, 420 pp., Volume 2, 264 pp. Theoretical Problems Department, Russian Academy of Sciences and Lomonosov Moscow University Publications, Moscow (in Russian with English contents section).
  35. Pollard W.N., French N.M. Seasonal frost mound occurrence, North Fork Pass, Ogilvie Mountains, northern Yukon, Canada // *Permafrost. Fourth International Conference. Proceedings*. Vol. 1. 1983. P. 1000-1004.
  36. Pollard W.N., French N.M. The groundwater hydraulics of seasonal frost mounds, North Fork Pass, Yukon Territory // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1984. Vol. 21. P. 1073-1081.
  37. Pollard W.N., French N.M. The internal structure and ice crystallography of seasonal frost mounds // *Journal of Glaciology*. 1985. Vol. 31. P. 157-162.
  38. van Everdingen, R.O. Frost blisters of the Bear Rock Spring area near Fort Norman, N.W.T. // *Arctic*. 1982. Vol. 35. R. 243-265.
  39. van Everdingen R.O. Frost mounds at Bear Rock. near Fort Norman, Northwest Territories 1975-1976 // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1978. Vol. 15. P. 263-276.
  40. Hinkel, K. M., Peterson, K. M., Eisner, W. R., Nelson, F. E., Turner, K. M., Miller, L. L., Outcalt, S. I. (1996). Formation of injection frost mounds over winter 1995-1996 at barrow, Alaska // *Polar Geography*, 1996. Vol. 20(4), 235-248. <https://doi.org/10.1080/10889379609377605>.
  41. Golubchikov M.Yu., Gorlova L.G., Perminova E.S. Issledovanie sezonnogo prirodno-tekhnogenogo gidrolakkolita v Noril'skom promyshlennom raione // *Materialy tret'ei konferentsii geokriologov Rossii. Tom 2. Chast' 3. Dinamicheskaya geokriologiya*. M.: MGU. 2005. S. 72-73.
  42. Grechishchev S.E., Sheshin Yu.B. Razvitie nekotorykh kriogennykh fiziko-geologicheskikh protsessov v osnovaniyakh severnykh aerodromov // *Journal of Geocryology*. 2000. Vol. 2.
  43. Morse P.D., Burn C.R. Perennial frost blisters of the outer Mackenzie Delta, western Arctic coast, Canada // *Earth Surf. Process. Land*. 2014. Vol. 39. Iss. 2. P. 200-213.
  44. Paquette M., Fortier D., Lamoureux S.F. Cryostratigraphical studies of ground ice formation and distribution in a High Arctic polar desert landscape, Resolute Bay, Nunavut // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 2022. Vol. 59(11). P. 759-771. doi:10.1139/cjes-2020-0134.
  45. Ponti S., Scipinotti R., Pierattini S., Guglielmin M. The Spatio-Temporal Variability of Frost Blisters in a Perennial Frozen Lake along the Antarctic Coast as Indicator of the Groundwater Supply // *Remote Sensing*. 2021. Vol. 13. N3. 435. doi:10.3390/rs13030435.
  46. Mackay J.R. Oxygen isotope variations in permafrost, Tuktoyaktuk Peninsula area, Northwest Territories // *Geological Survey of Canada. Current Research. Part B. Paper*

83-1B. 1983. P. 67-74.

47. Michel F.A. Isotope geochemistry of frost-blister ice, North Fork Pass, Yukon, Canada // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1986. Vol. 23. N 4. P. 543-549.
48. Froehlich W., Slupik J. Frost mounds as indicators of water transmission zones in the active layer of permafrost during the winter season (Khangai Mts., Mongolia) // *Permafrost. Third International Conference. Proceedings*. National Research Council of Canada. Vol. 1. 1978. P. 189-193.
49. Yoshikawa K. The groundwater hydraulics open system pingos // *Permafrost. Seventh International Conference, Proceedings*. Yellowknife, 23-27 June 1998, Eds. A.G. Lewkowicz and M. Allard. Universite Laval, Collection Nordicana. 1998. N 57. P. 1177-1184.