

www.aurora-group.eu

ISSN 2453-8922

www.nbpublish.com

АРКТИКА и АНТАРКТИКА

AURORA Group s.r.o.
nota bene

Выходные данные

Номер подписан в печать: 27-06-2023

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

Publisher's imprint

Number of signed prints: 27-06-2023

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

Publisher: NB-Media ltd

Main editor: Vasil'chuk Yuri 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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

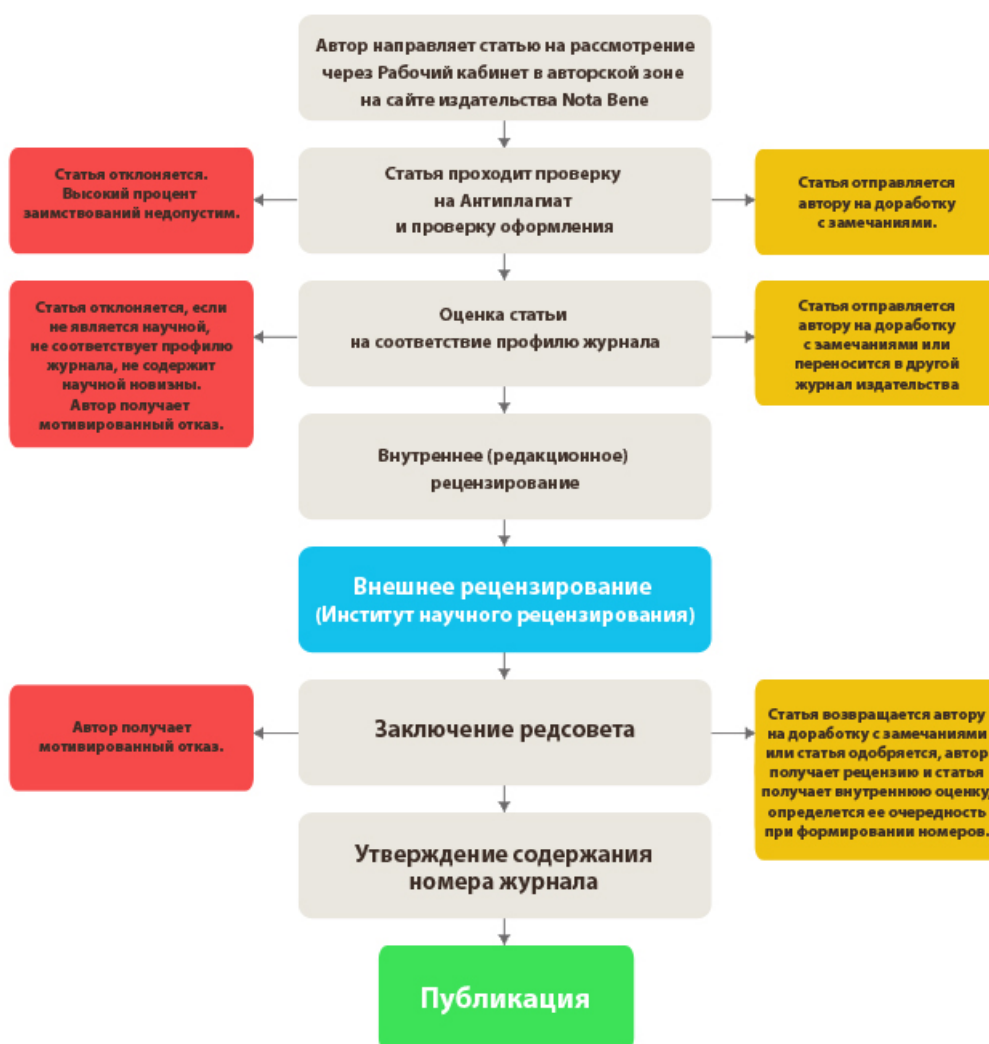
Вы могли заметить, с какой уверенностью ChatGPT описал идеи латерализации мозга и то, как работает мозг, не ссылаясь ни на какие источники. Я попросил список источников, подтверждающих эти утверждения, и ChatGPT предоставил пять ссылок, четыре из которых мне удалось найти в Интернете. Пятая, похоже, 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

Петров А.Н. Аномально легкий геологический комплекс на водораздельной равнине Яно-Индигирской низменности	1
Васильчук Ю.К. Едома. Часть 2. История геокриологического изучения и исследований стабильных изотопов и радиоуглеродного возраста в первом десятилетии XXI века	34
Чекмарева Д.П., Лобченко Е.Е., Романюк О.Л., Первышева О.А., Федотова О.Л. Оценка влияния особенностей формирования водных ресурсов и качества поверхностных вод бассейна реки Лена	88
Фёдоров В.М., Залиханов А.М., Дегтярев К.С. Особенности межгодовой изменчивости площади морских льдов в Северном полушарии	102
Васильчук Ю.К., Гинзбург А.П. Радиальная дифференциация химического состава криогенных почв долины реки Чары, Северное Забайкалье	115
Англоязычные метаданные	129

Contents

Petrov A.N. Anomalously light geological complex on the watershed plain of the Yano-Indigir lowland	1
Vasil'chuk Y.K. Yedoma. Part 2. Annals of geocryological research, especially radiocarbon dating and the stable-isotopes studies in the first decade of the XXI century	34
Chekmareva D.P., Lobchenko E.E., Romanyuk O.L., Pervysheva O.A., Fedotova O.L. Assessment of the impact of the formation of water resources and the quality of surface waters of the Lena River basin	88
Fedorov V.M., Zalikhanov A.M., Degtyarev K.S. Peculiarities of Interannual Variability of Sea Ice Area in the Northern Hemisphere	102
Vasil'chuk Y.K., Ginzburg A.P. Radial differentiation of chemical composition of cryogenic soils in the Chara river valley, north of Transbaikalia	115
Metadata in english	129

Арктика и Антарктика

Правильная ссылка на статью:

Петров А.Н. — Аномально легкий геологический комплекс на водораздельной равнине Яно-Индибирской низменности // Арктика и Антарктика. – 2023. – № 2. – С. 1 - 33. DOI: 10.7256/2453-8922.2023.2.40424 EDN: RIUBCY URL: https://nbpublish.com/library_read_article.php?id=40424

Аномально легкий геологический комплекс на водораздельной равнине Яно-Индибирской низменности

Петров Александр Николаевич

Геофизик

194355, Россия, г. Санкт-Петербург область, г. Г. Санкт-Петербург, ул. Ул. Жени Егоровой, 5, кв. 642

✉ an-petroff@yandex.ru



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

DOI:

10.7256/2453-8922.2023.2.40424

EDN:

RIUBCY

Дата направления статьи в редакцию:

11-04-2023

Дата публикации:

24-04-2023

Аннотация: Метод исследования — целенаправленная петрофизическая интерпретация гравитационного поля. Исследуемый объект проявился при поисковых геолого-геофизических работах как помеха решению основной геологической задачи. Его плотность равна 1 г/см³, высотная отметка подошвы 35 м, площадь 1420 км², объем 20 км³. Объект определен как аномально легкий Ледовый Комплекс (АЛЛК). Выявленная плотность объяснена торфяно-ледовым выполнением. В АЛЛК вскрыт приповерхностный линзовидно-слоистый пластовый лед, структура которого указывает на опережающую осадконакопление генерацию массы комплекса. Гравиметрические данные, ландшафт и детали структуры АЛЛК взаимоувязаны и составляют первое — максимально полное на текущий момент представление о комплексе. Основными элементами представления являются три фазы развития комплекса. Первая — классическая, общепринятая для полигонально-жильных структур, вторая отличается от классической отсутствием морозобойного трещинообразования, третья — рост пластового льда. Дано качественное различие теплофизических компонентов криолитозоны территории, что позволило ввести

несколько понятий касающихся генерации торфяно-ледовой массы АЛЛК. Таких как: теплоотводящая способность среднего слоя, стабилизация нулевой изотермы на петрофизической границе; условия начала роста линзовидно-слоистого льда; ускоренный боковой сегрегационный рост мощных ледяных жил; постоянство теплового сопротивления криолитозоны. На базе этих понятий составлены модели развития второй и третьей фаз АЛЛК, а также сформирован, вытекающий из модели третьей фазы, взгляд на теорию формирования покровных ледников. Новизна исследования состоит: в выявлении уникального петрофизического объекта, в определении этого объекта как АЛЛК, в выявлении на территории АЛЛК ледяного массива, в представлении развития комплекса как последовательности трех фаз, в составлении моделей второй и третьей фаз АЛЛК и в оригинальном подходе к вопросу формирования покровных ледников.

Ключевые слова:

гравиметрия, метод Неттлтона, теплофизика, климат, криолитозона, геокриология, ледовый комплекс, пластовый лед, промерзание, сегрегационное льдообразование

1. Введение

На Яно-Индигирской приморской низменности, на территории ее водораздельной равнины силами геофизического отряда при Полоусненской геологической партии Янской/Заполярной ГРЭ в 1976–1985 годах под руководством автора статьи проводилась профильная высокоточная (по тем временам) гравиметрическая съемка. Цель работ выявление локальных отрицательных аномалий, трассирующих погребенные долины в рельефе коренных пород. Вычислялось гравиметрическое поле в редукции Буге. На всех участках съемки проявлялась корреляция вычисленного поля с дневным рельефом, которая исчезала при взятии плотности промежуточного слоя близким к 1 г/см^3 . Выявленное обстоятельство указывало на присутствие в рельефе значительных масс аномально легких пород: льда или льдистого торфяника. Влияние этих масс накладывалось на гравитационное влияние изучаемых геологических объектов и искажало результаты геологической интерпретации геофизических данных.

Для учета и устранения гравитационных помех, создаваемых аномально легкими породами рельефа, были проведены определенные исследования, направленные на выявление закономерностей распространения аномально легких массивов и их геометрии. Целенаправленная обработка гравиметрических наблюдений позволила на одном из участков работ выявить уникальный рельефообразующий покров, выполненный аномально легкими породами. Средняя мощность 17 м, суммарный объем первые десятки кубических километров.

С целью подтверждения надежности данных, позволивших выделить аномально легкий покров, в статье приведены параметры гравиметрической съемки, методика целенаправленной обработки наблюдений и результаты этой обработки. Источник информации «Отчет о результатах опережающих геофизических работ в пределах Чурпунья-Максунуохского ряда магнитных аномалий в 1982–85 гг.» [\[1\]](#), далее — просто *Отчет*. Данный документ содержит обобщения по ранее накопленному материалу. Некоторые детали методики обработки наблюдений, отсутствующие в *Отчете*, приведены по памяти. К сожалению, извлечь дополнительную информацию из полевых и камеральных материалов едва ли возможно. Доступ к этим материалам сопряжен со следующими неблагоприятными обстоятельствами: в начале девяностых ликвидирована

Полоусненская ГРП; в начале двухтысячных ликвидирована Заполярная ГРЭ; Янская ГРЭ, которая могла унаследовать активы Заполярной ГРЭ, ликвидируется в настоящее время. Персонала нет, работает один ликвидатор.

На территории означенного выше участка сопутствующий основным работам полевой быт привел к выявлению уникального образования: рельефообразующего пластового льда, с линзовидно-слоистой структурой, отражающей процесс его формирования. Документирования не было. В статье дано словесное описание результатов осмотра и приведена качественная оценка степени распространенности подобных пластовых льдов.

Для понимания того участия, которое аномально легкий рельефообразующий покров и линзовидно-слоистый лед принимают в геокриологии региона, были разработаны модели их развития. Первые версии сложились в период проведения рассматриваемых гравиметрических работ, представляемый вариант разработан в настоящее время. Логика указанных моделей получила продолжение в очевидной третьей модели, в которой представлена схема развития рельефообразующего льда до объемов покровного ледника.

Для подтверждения некоторых геоморфологических характеристик территории приводятся фрагменты электронной, находящейся в открытом доступе «Публичной кадастровой карты» Росреестра [\[2\]](#), слой «космические снимки esri» (далее — карта Росреестра).

2. Геология региона

Изучавшаяся территория является областью стабильной криолитозоны, сложена кайнозойскими отложениями и коренными породами. Кайнозойский комплекс представлен рыхлыми морскими и аллювиальными осадками всего спектра дисперсности (илы, глины, пески) с прослоями растительных остатков. Мощность от нуля до трехсот метров, далее обозначается как «рыхлые отложения». Под рыхлыми отложениями находятся «... скальные и полускальные коренные породы мезозойского возраста» [\[1, с. 50\]](#), представляющие собой терригенную толщу высокой степени литификации с включениями локальных диоритовых интрузий и даек кварцевого порфира.

Мощность многолетнемерзлых пород достигает 400–600 м.

Рельеф, преимущественно, выполнен, так называемым Ледовым комплексом (ЛК), в меньшей степени рыхлыми отложениями и иногда коренными породами.

Согласно Ю. Б. Баду [\[3, с. 118–120\]](#) ЛК продукт синкриогенного литогенеза. «По литологическому составу отложения довольно однообразны: горизонтально-слоистые пылеватые супеси и суглинки (алевриты) со следами оглеения, с прослоями и линзами торфа». Им же указано, что: мощность комплекса достигает 50–60 м; льдистость пород комплекса 30–80%; присутствуют мощные полигонально-жильные льды (ПЖЛ), выполняющие до 60–70% объема комплекса, с толщиной в их верхней части, достигающей 8–10 м; общая суммарная льдистость ледового комплекса доходит до 70–95%.

3. Гравиметрические наблюдения

Проведенная в 1976–1985 гг. гравиметрическая съемка, выполнена по схожим методикам. Гравиметрические наблюдения проводились по системе ортогонально расположенных профилей. Расстояние между профилями 1–2 км. На пересечении

профилей обустроивались опорные пункты с установкой грунтовых реперов. Шаг съемки 100 м. Точность гравиметрических наблюдений на рядовой сети 0.06 мГал. Точность высотной привязки пунктов наблюдения 20 см. При необходимости вводилась, так называемая, «поправка за рельеф». Суммарная точность съемки в редукции Буге 0.1 мГал.

Все результаты гравиметрических съемок использовались для косвенного определения плотности рельефообразующих пород — методом Неттлтона. Присутствие аномально легких масс отмечалось на всех участках гравиметрических работ. Фрагменты гравиметрических профилей проекта, пригодные для расчетов (экстремумы и уступы), выбирались путем сплошного просмотра расчетных гравиметрических журналов. Достаточными для расчетов считались локальные перепады высот в 5 м.

Средняя величина плотности, вычисленная методом Неттлтона, по участкам отработанным за весь период съемки укладывается в интервал 1.13–1.17 г/см³ [\[1, с. 55–57\]](#). Следует отметить, что широкий шаг съемки не позволял рассчитывать плотность рельефообразующих пород для экстремумов рельефа шириной менее 300 м.

В течение всего освещаемого периода геофизических исследований выполнялось сопутствующее параметрическое бурение, основной задачей которого было точечное определение высотных отметок поверхности коренных пород и отбор образцов. По образцам измерялась плотность пород. Сводные результаты присутствуют в *Отчете* [\[1, с. 55, табл. без номера\]](#). Отбор образцов не был методически нацелен (и соответствующим образом технологически оснащен) на изучение разреза в геокриологическом аспекте. Основная масса представленных на изучение образцов относится к рыхлым отложениям. Это илы, пески, глины и растительные остатки, всего 518 шт. По части льдистости характеризуется 38 образцов илов с 10-15% оной. Повышенная льдистость определялась визуально по оценке участия текстурообразующих прожилок в измеряемых образцах. Образцов ПЖЛ не было. В разряд аномально легких, из измеренных пород, попадают только 19 образцов почвенно-растительного слоя со средней плотностью 1.25 г/см³. Средняя плотность рыхлых отложений на всей территории геофизических работ, согласно *Отчету* [\[1, с. 55\]](#), составляет 1.77 г/см³.

В целом можно констатировать, что параметрическое бурение решало вопросы строения и петрофизики рыхлых отложений и, практически, не внесло никакой ясности в вопрос присутствия на исследуемой территории аномально легких образований.

Особо массово пониженные плотности рельефа были выявлены в рамках проекта по исследованию Чурпуна-Максунуохского ряда магнитных аномалий [\[1\]](#) на участке Хабды-Стана. Общий объем гравиметрической съемки по этому проекту 982 км. По уч. Хабды-Стана объем съемки 418 км, его площадь 195 км². Ручей, давший название участку, на карте Росрестра пишется «Хабдзы-Стана».

Участок расположен в юго-восточной окрестности горного массива Максунуоха-Тас между реками Данилкина и Максунуоха. Рельеф данного участка в целом немного приподнят, абсолютные отметки поверхности находятся в интервале 20–70 м, расчленен долинами ручьев и котловинами аласов, удобен для расчетов плотности по методу Неттлтона (далее — просто *Расчет*).

Имеющиеся по участку Хабды-Стана результаты *Расчетов* соотнесены со средними высотными отметками обсчитываемых форм рельефа. Пары соотносимых параметров

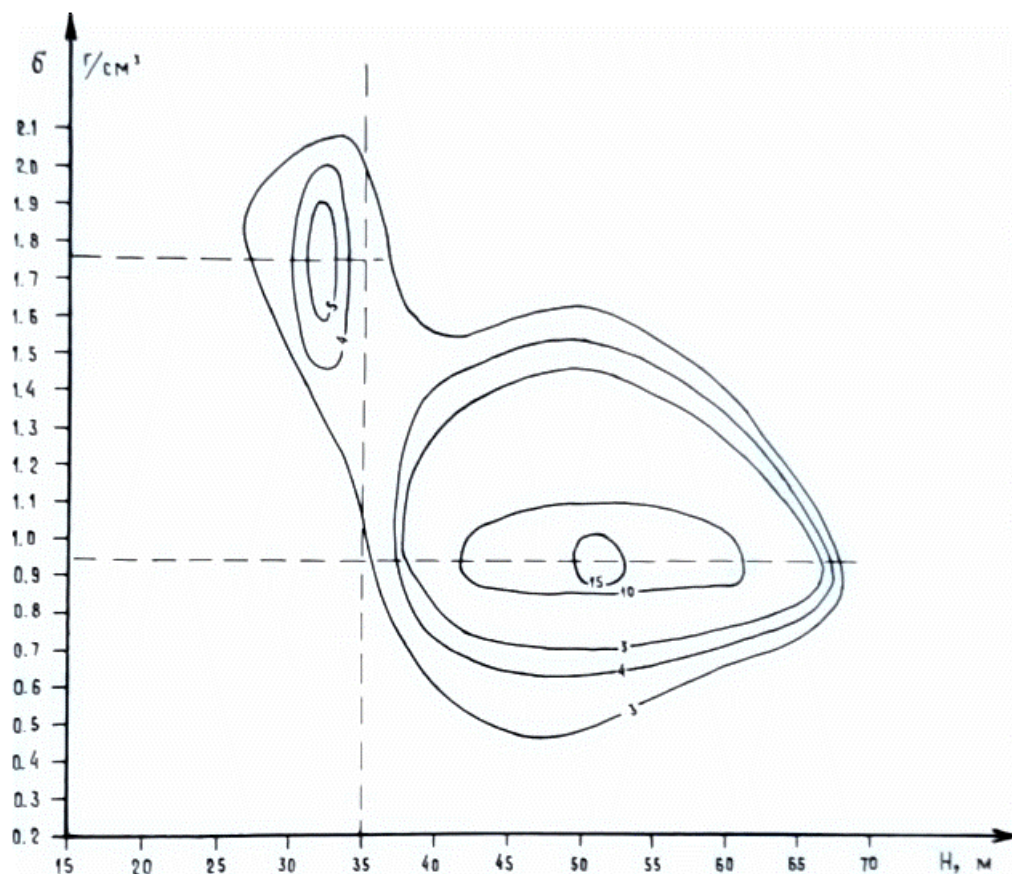
внесены в вариационную таблицу с группированием по плотности в интервале 0.1 г/см^3 , а по высоте в интервале 5 м (в *Отчете* высотный интервал группирования указан с ошибкой). Дополнительно учитывалось, чем больше вертикальный размер обсчитываемой рельефной формы, тем более весом результат *Расчета*. При построении вариационной таблицы вес результата *Расчета* учитывался через создание отдельного «весового» значения плотности для каждого охватываемого *Расчетом* высотного интервала группирования. Ниже показано, что охватываемые одним *Расчетом* массы, могут слагать рельефные формы до двадцати пяти метров высотой, т.е. занимать от 1 до 5 высотных интервалов. Полученная вариационная таблица трансформирована в вариационное поле линий равных частот встречаемости плотностей рельефообразующих пород, которое представлено на рис. 1. Высотный параметр *Расчета* при построении поля выставлялся по центру высотного интервала группирования.

Другие участки проекта имеют более ровный рельеф: «На остальных участках перепады высот слишком малы для построения подобных диаграмм» [\[1, с. 55\]](#).

Всего по проекту сделано 176 *Расчетов* [\[1, с. 55\]](#). Отдельно количество *Расчетов* по уч. Хабды-Стана не указано, но учитывая ровный рельеф других участков можно с уверенностью принять это количество большим ста. По вариационному полю можно восстановить количество отдельных «весовых» значений плотности. Оно немногим не доходит до пятисот.

Выноса позиций *Расчетов* на отчетные планы сделано не было.

Перед анализом статистики результатов *Расчетов* коснемся преимуществ и недостатков метода Неттлтона. Преимуществом является то, что с его помощью определяется плотность большого объема пород в естественной обстановке т.е. не деформированная, не потерявшая влаги и, в нашем случае, с фактической льдистостью и с включениями жильного льда. Применение данного метода аналогично взятию и изучению представительной пробы.



Распределение густот встречаемости плотностей рельефообразующих пород.

○₁₅ – Линия равной встречаемости результатов расчетов плотности в ячейках группирования. При группировании по плотности с интервалом 0,1 г/см³ и по высоте с интервалом 5 м.

Рисунок 1. Заимствован из Отчета [\[1, стр. 56, рис. 3\]](#). Подпись к рисунку исправлена автором.

Недостатками *Расчетов* являются ограниченность области исследования высотной «базой» рельефа и обязательность отсутствия соразмерных гравитационных аномалий, вызванных сторонними объектами. На рассматриваемой территории гравитационные аномалии создаются: погребенным рельефом коренных пород (разница плотностей на этой границе была принята равной 0.95 г/см³) [\[1, с. 94\]](#), кристаллическими массивами, вмещаемыми толщей коренных пород, и погребенным рельефом рыхлых отложений. Соразмерными с аномалиями гравитационного поля, взятыми для *Расчетов*, могут быть только аномалии поля, обусловленные погребенным близко подходящим к поверхности рельефом рыхлых отложений (разница плотностей на этой границе 0.75 г/см³).

Распределение результатов *Расчетов*, представленное на диаграмме плотностей рельефообразующих пород (рис. 1), явно отражает факт наличия горизонтальной плотностной границы. В *Отчете* подытожено, что представленная диаграмма «...убедительно показывает наличие двух комплексов рельефообразующих пород. Граница между ними проходит по отметке 35 м. Выше нее залегают практически чистые льды, а ниже рыхлые отложения со средней плотностью 1.76 г/см³» [\[1, с. 55\]](#). Положение указанной границы — статистический параметр, фактическая позиция которой может меняться, образуя погребенный рельеф.

Обратимся к области вариационного поля соответствующей аномально легкому комплексу пород (рис. 1, справа внизу). Распределение результатов *Расчетов* по оси плотностей в этой области по внешним признакам можно принять нормальным (с некоторой асимметрией). Тогда (оцифровав вариационное поле) получим величину стандартного среднеквадратического отклонения плотности (стандартную ошибку) в $\sim 0.25 \text{ г/см}^3$, а доверительный интервал в рамках этого отклонения равным 0.75–1.25 г/см^3 . Среднее значение по области 1.01 г/см^3 , мода 0.95 г/см^3 . На интервале высот от 60 до 70 метров можно усмотреть отдельную, не очень выраженную зависимость плотности пород от высоты. Средняя мощность комплекса легких пород 17 м.

Теоретическая точность *Расчетов* по уч. Хабды-Стана при достигнутой на *рядовой сети* точности наблюдений и при средней амплитуде измеряемых аномально легких форм рельефа $\sim 17 \text{ м}$ составляет $\sim 0.11 \text{ г/см}^3$ (вычислено по полному дифференциалу формулы редукции Буге). Таким образом, имеющее место на диаграмме стандартное отклонение фактического распределения в два раза выше ожидаемого. Причиной повышенного разброса плотностей рассматриваемой области вариационного поля может быть гравитационное влияние погребенного рельефа рыхлых отложений. Для зоны повышенных величин плотности погребенный рельеф, очевидно, прямо коррелирует с дневным рельефом. Для области «нереально низких значений» (ниже плотности 0.9 г/см^3) вероятно наличие обратной корреляции.

Область вариационного поля, соответствующая дневному рельефу рыхлых отложений (рис. 1, слева вверху), включает 15% *Расчетов*. Максимальное количество *Расчетов* находится в интервале группирования 30–35 м. Разброс плотностей данной области вариационного поля вопросов не вызывает. Он соответствует среднему, взятому по стандартным отклонениям плотностей пород, находящихся в упоминаемой выше таблице *Отчета* [\[1, с. 55, табл. без номера\]](#). Совпадение средней вычисленной плотности рыхлых отложений, равной 1.77 г/см^3 , с таковой, выявленной по образцам, свидетельствует об отсутствии систематической ошибки в *Расчетах*.

В *с*е *Расчеты* производились по одной методике. Поэтому вычисленную среднюю плотность аномально легкого комплекса, не обеспеченную объективным контролем, также можно считать свободной от систематической ошибки.

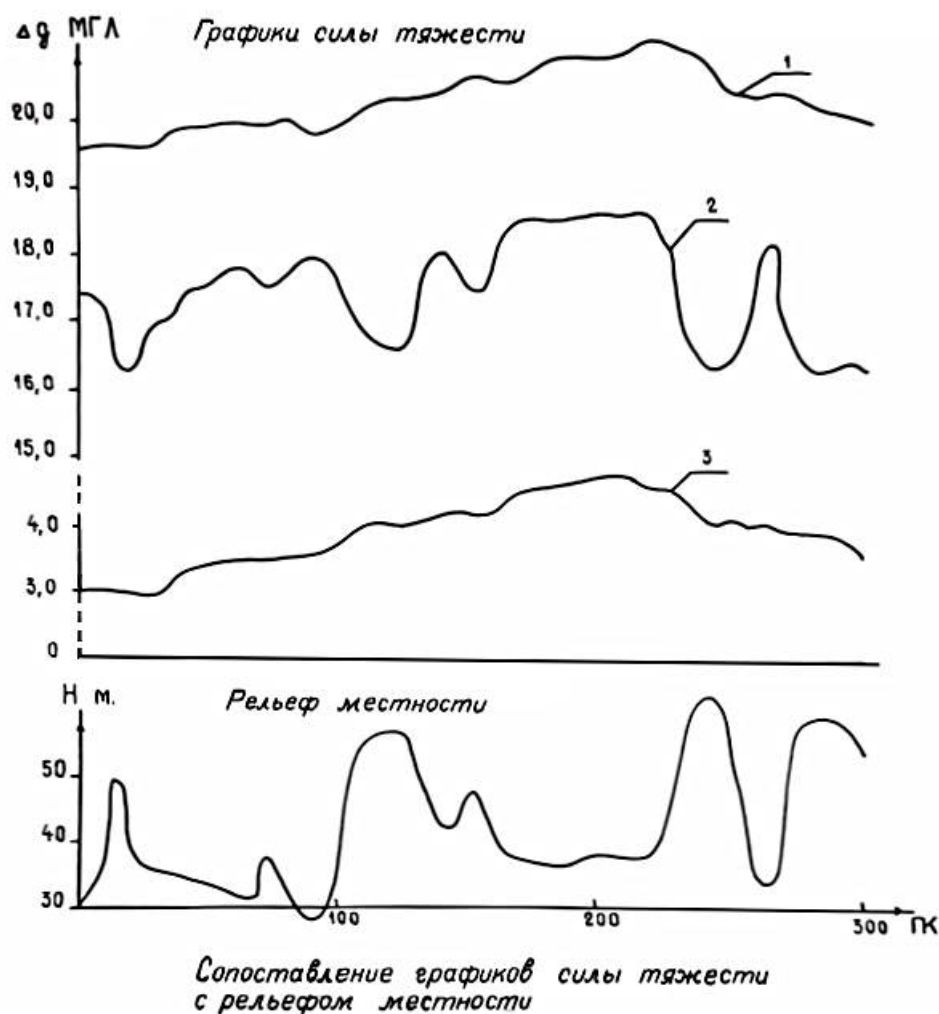
На рис. 2 представлен характерный для уч. Хабды-Стана рельеф местности в сопоставлении с графиками силы тяжести, рассчитанными по разным параметрам редукции Буге. Показан участок протяженностью 3 км, на котором, судя по рельефу, было произведено не менее 5 *Расчетов*. Видно, что влияющие на результаты *Расчетов* рельефообразующие массы, представляют всю толщу аномально легкого комплекса, охватывают отдельными формами до 25 и даже более метров по вертикали. На основании чего можно заключить, что выведенная статистическая плотность этого комплекса не является отражением плотности отдельных приповерхностных неровностей, а является характеристикой всего его объема.

Точность исходных гравиметрических данных, пригодность рельефа к вычислениям плотности по методу Неттлтона, значительное количество *Расчетов*, подтвержденное отсутствие систематической ошибки в *Расчетах* и полный охват мощности аномально легкого комплекса указывают на надежность полученных оценок его плотности.

Имея статистически обоснованную нижнюю границу аномально легких пород, мы можем, руководствуясь рельефом местности, в принципе, указать и их горизонтальное

распределение. Это по большому счету решает проблему исключения влияния легких масс на результаты геологической интерпретации гравиметрических данных.

В геокриологии выделенный средствами гравиметрии рельефообразующий аномально легкий комплекс пород можно рассматривать как вариант ЛК, обозначим его как «аномально легкий ледовый комплекс» (АЛЛК). Если принять плотность присутствующих в АЛЛК мерзлых растительных остатков близкой к плотности льда, а плотность минеральной составляющей равной 2.5 г/см^3 , то доля последней в АЛЛК получается $\sim 7\%$. Соответственно 93% АЛЛК это лед и торф.



Параметры редукции	ед. изм.	Графики Δg			
		1	2	3	
Плотность промежуточного слоя	г/см^3	1,13	2,67	1,00	1,76
Высотная отметка поверхности относимости	м.	0	0	35	

Рисунок 2. Корреляция графиков силы тяжести с рельефом. Уч. Хабды-Стана, ПР 40, ПК 0–300 (31 пункт наблюдения, 4 опорных пункта, 3 км профиля). Заимствован из [Отчет а \[1, с. 94, рис. 4\]](#). Откорректирован: удалены пустые зоны между графиками и заголовок.

АЛЛК не ограничивается территорией уч. Хабды-Стана. На карте Росрестра (см. рис. 3) данная территория характеризуется тремя признаками:

- наличие врезанных ручьев без блуждающих меандров,
- существенная доля (около 50%) холмистой тундры,

- повсеместное присутствие локальных аласов.

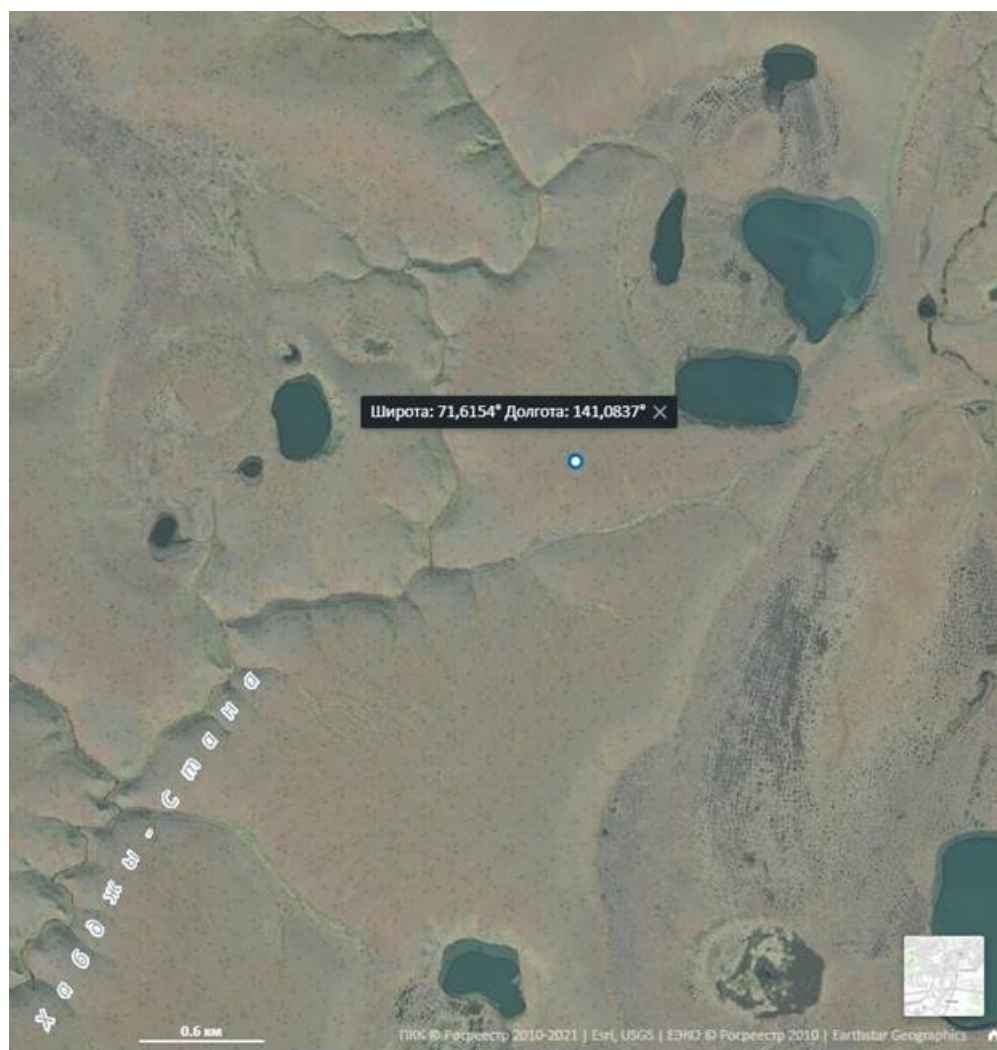


Рисунок 3. Типичный ландшафт АЛЛК. Карта Росреестра [21]. Прямой доступ к космическому снимку esri: <https://bestmaps.ru/map/esri/sat/11/71.6154/141.0837>

Данные признаки прослеживаются на всем междуречье Данилкина-Максунуоха, начинаясь от гор Максунуоха-Тас и заканчиваясь в 40 км от них. К этой площади примыкает небольшой апофиз, огибающий горы с юга. Построенный по указанным признакам контур АЛЛК показан на рис. 4, он охватывает площадь в 1420 км². При средней мощности АЛЛК в 17 м и примерно восьмидесяти пяти процентном покрытии территории его объем получается равным ~20 км³.

В ближайших окрестностях наличие ландшафта со схожими признаками можно отметить к югу от р. Данилкина: врезанные ручьи есть, но немного; присутствуют аласы, но они большей частью объединены в аласные долины; холмистая тундра — серия параллельных увалов. Также можно указать территорию, примыкающую к горам Хаар-Стан с востока, ее отличие в аласах — здесь их намного меньше.

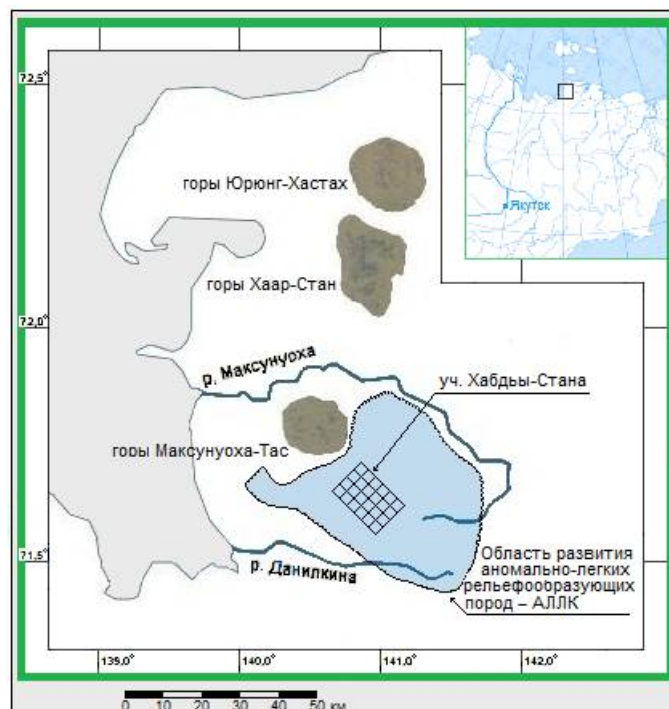


Рисунок 4. Область развития АЛК.

4. Результаты наземных наблюдений, сопутствовавших геофизическим работам и хозяйственной деятельности

В ходе установки грунтовых реперов производилась выемка грунта на глубину 1 м. Повсеместно на глубине 40–60 см вскрывались ископаемые льды. Факты вскрытия не документировались, структуре вскрытого льда ни никакого внимания не уделялось. Оценочно доля установочных выемок, вскрывших лед, составляет 50%. Вынимаемый грунт это плотная, вязкая темно-коричневая до черной масса без заметных минеральных включений (пристально не изучалась). Скорее всего, не будет ошибкой назвать эту массу торфянистой почвой. При отсутствии льда торфянистая почва прослеживалась до дна выработки.

На подавляющей своей части низинные территории уч. Хабды-Стана имеют полигональный микрорельеф различной степени обводненности.

Приподнятые формы ландшафта можно разделить на холмы и горизонтальные/слабонаклоненные плато. Для всех холмов свойственно наличие неполигонального кочковатого микрорельефа. На плато присутствуют: неполигональный кочковатый и необводненный полигональный микрорельефы, каждый из них может простирается на сотни метров.

Неполигональный кочковатый микрорельеф в целом по территории имеет следующие параметры: кочка равномерно-спорадического распределения, высотой 20–40 см, диаметром до 40 см, расстояние между кочками 0,5–1,5 м. На всех площадях такого микрорельефа наземными наблюдениями установлено отсутствие признаков морозобойного трещинообразования: ни канавок, ни валиков. На рис. 5 представлен фрагмент карты Росрестра по кочковатой приподнятой слабонаклоненной территории в предельном читаемом увеличении. Присущая этой поверхности пятнистость при наземных наблюдениях замечена не была. Ее связь со структурой мерзлого массива в данной статье не обсуждается.



Рисунок 5. НеполYGONальный кочковатый микрорельеф на приподнятой слабонаклоненной территории. Карта Росреестра [2]. Прямой доступ к космическому снимку esri: <https://bestmaps.ru/map/esri/sat/17/71.6154/141.0837>

Области неполYGONального микрорельефа, как можно судить по рис. 3, покрывают значительную часть исследуемой территории. Если рассматривать весь АЛЛК (пройти по ссылке, включенной в подпись к рис. 3 или 5) то эту часть можно примерно оценить в 30–40%.

В сотне метров от базы отряда были расположены три небольших вытянутых холма с кочковатой поверхностью, одного простираения (далее — микроувалы). Форма этих микроуvalов устойчиво выпуклая без изъёмов, плавно сочленяющаяся с несущей территорией. Явно не байджарахи. В отсутствие точных координат базы отряда укажем, что она находилась в верховьях ручья Хабды-Стана не далее двух – трех километров от центра площади работ (уч. Хабды-Стана). При достаточно отчетливо сохранившейся в памяти «визуальной картинке», на карте Росреестра подходящими представляются 2–3 точки. При устройстве погреба один микроувал высотой ~5 м, шириной ~10 м, длиной ~20 м был вскрыт и внутри него был обнаружен сплошной линзовидно-слоистый лед. Лед начался с глубины 50 см, но при углублении ствола проходки до 1 м в него была встроена дощатая теплозащита. Поэтому зона контакта льда с почвенным слоем оказалась исключенной из поля зрения. Описание обнаруженного льда дано в разд. 5.1.

Аналогичные по внешнему облику и, предположительно, с таким же наполнением микроувалы (далее идущее с определением «ледяные») впоследствии неоднократно визуально отмечались на всем участке работ. Была подмечена их приуроченность к периферии плато.

На карте Росреестра уверенно идентифицировать ледяные микроувалы на территории АЛЛК не получается, так как при доступном разрешении трудно утверждать, что

наблюдаемые на карте микроувалы устойчиво выпуклы, без «изъянов».

Улова ручьев на территории АЛЛК имеют форму клина. Один исследован детально при вытаскивании вездехода. Машина полностью ушла под воду, опершись на дно задним бортом. Глубина около 7 м, боковые грани клина наклонены на $\sim 70^\circ$ к горизонту. Предполагается, что улова это вытягивавшиеся ледяные клинья. Большая глубина сезонного оттаивания, очевидно, связана с воздействием проточной воды. Пустота уловов может быть объяснена отсутствием в воде ручья минеральных взвесей. Улова разделены перемычками — травянистыми перекатами, без следов гравия или песка даже по сильно разбитой вездеходной колее. Подмеченные особенности водотоков, если они при последующих исследованиях окажутся общими для всех ручьев, стекающих с Муксунуохо-Данилкинского водораздела, могут вылиться в самостоятельный весомый признак отсутствия существенной минеральной составляющей в эродируемых породах.

На одной из выносных баз отряда, располагавшейся у озера Юрюнг-Уулах (на восточной окраине территории АЛЛК), на отходящем от озера увале широтного простираения на территории неполигонального кочковатого микрорельефа также был устроен погреб. В первом заглублении торфянистая почва уходила ниже 50 см, и оно было оставлено, *второе* вскрыло ледяной клин. Обе точки выбраны случайно при полном отсутствии «поисковых признаков» и показали, в принципе, те же, что и указанные выше 50% встречаемости льда. Зона контакта льда с почвенным слоем не осматривалась. Размеры клина: ширина сверху (на глубине 1 м) составляет ~ 3 м, а на глубине 4 метров: ~ 1 м. Форма простого клина с большим углом сходимости граней. Лед чистый, похож на озерный. Слоистости и включений не замечено. При выходе по бокам клина на вмещающие породы ни отбора образцов, ни даже визуального изучения не проводилось.

Естественных обнажений клиньев или пластов льда на площади съемки не встречено.

В августе однажды наблюдался уцелевший снежник, покрытый плотным слоем пыли. Выглядел как песчано-глинистая коса, без растительности. Толщина слоя пыли оценочно около миллиметра (не измерялась). Местоположение косы в рельефе позволило считать ее зоной разгрузки западных ветровых потоков.

5. Модели развития выявленных объектов

Предлагаемые к рассмотрению модели развития обнаруженных объектов построены для равнинных условий стабильного субарктического климата с коротким климатическим летом на основе: качественных оценок характеристик теплофизических компонентов криолитозоны, принципа теплового взаимодействия между ними, влияния внешней среды. Положенный в основу моделей фактический материал это гравиметрические данные, особенности ландшафта территории и вскрытые детали структуры АЛЛК. Обозначим данные модели как концептуальные.

Существенное место в выстраиваемых моделях занимают процессы сегрегационного льдовыделения. Учитывается то, что льдовыделение подчинено промерзанию. А также то, что фронт управляющего промерзания продвигается за счет нарастания льда, которое приводит к формированию нового геологического тела.

По вопросу основных причин сегрегационного льдовыделения будем следовать заключению В. И. Соломатина, который резюмируя результаты предыдущих исследований, в своей работе [\[4, с. 113\]](#) утверждает: «Первичной, определяющей силой, которая обеспечивает возникновение градиента термодинамического потенциала незамерзшей воды, приводит к нарушению термодинамического равновесия в

промерзающей системе и в конечном счете вызывает влагоперенос из талой его части и льдовыделение в промерзающей, является градиент температуры» Там же указано, что наличие в области фронта промерзания «кристаллов льда» интенсифицирует подток воды.

Ю. К. Васильчук в своем анализе факторов, влияющих на возможность сегрегационного льдовыделения, указывает на их многочисленность и разнообразие. Оценивая возникающую в связи с этим неопределенность, он приходит к выводу, что к решающему фактору льдообразования можно отнести «... именно режим самого процесса промерзания» [5, с. 312]. «Режим промерзания» это комплексное понятие-контейнер. В контексте темы льдовыделения «режим промерзания» удобен тем, что с ним можно соотносить комплексное свойство «льдовыделяющий»/«не льдовыделяющий».

Криолитозона на рассматриваемой территории состоит из трех теплофизических слоев. Верхний — сезонно талый или деятельный слой (далее — СТС), при смене сезонов оттаивает и промерзает. Выполнен торфом. Если судить по глубине залегания вскрытого льда (см. разд. 4) его мощность ~0,5 м. СТС важен в вопросе обеспеченности сегрегационного льдовыделения водой. В рассматриваемых условиях для него характерна и собственным опытом подтверждена повышенная обводненность, особенно в нижней его части. Количественная оценка влажности для рассматриваемой территории дана Д. Г. Шмелевым: «Пики влажности приходятся на приповерхностные горизонты и подошву деятельного слоя, где весовая влажность не менее 30%» [6, с. 47].

Под СТС находится «средний слой», для которого характерно сезонное колебание температур, но без выхода в область положительных значений. В данном слое участвуют рыхлые отложения и/или торфа и льды АЛЛК. Глубина расположения подошвы слоя сезонных колебаний температур, как показано в коллективной монографии под ред. С. М. Семенова в ее части посвященной континентальной многолетней мерзлоте, в разных районах криолитозоны составляет 10–20 м [7, с. 303].

Под средним слоем находится «нижний слой» криолитозоны. Без сезонных колебаний температур. Сложен, в основном, коренными породами и породами слоя рыхлых отложений. В рассматриваемом регионе нижний теплофизический слой более чем на порядок мощнее среднего.

При построении моделей в основном рассматриваются сезонные теплофизические изменения, т. е. те, которые затрагивают СТС и средний слой. Так как на территории работ теплофизические параметры пород не определялись, зададим их косвенно через сопоставление с таблицей характерных тепловых свойств пород криолитозоны представленной в монографии Э. Д. Ершова и др. [8, с. 119, табл. 4.3] (далее — таблица Э. Д. Ершова). Параметры компонентов разреза, определенные по этой таблице собраны в табл. 1.

Таблица 1 — Тепловые свойства компонентов, составляющих зону сезонных тепловых изменений

Компоненты разреза	Теплопроводность Вт/(м·К)	Объемная теплоемкость кДж/(м³·К)	Теплофизический слой, геологическое тело
	Средняя / Разброс		
		Средняя / Разброс	

Торф сухой	0,07 / 0,012–0,14	125 / 100–150	СТС, слой
Торф талый	0,8 / 0,7–0,9	3000 / 2400–3600	СТС, слой
Торф мерзлый	1,15 / 1,1–1,2	2150 / 1600–2700	(СТС, слой) и (средний слой, почвенные блоки)
Лед	2,28 / 2,22–2,35	1930 / –	Средний слой, (вертикальная жила или пластовый лед)
Мерзлая рыхлая толща*	1,63 / 1,2–3,0	1770 / 200–2700	Средний слой, слой
Пески рыхлой толщи	2,25 / 1,5–3,0	1950/1700–2200	Средний слой, слой

* Параметры мерзлой рыхлой толщи вычислены как одно итоговое значение на основании обобщенного долевого литологического состава толщи через сопоставление слагающих ее пород с той же таблицей Э. Д. Ершова. Разброс указан по пределам значений крайних в теплофизическом отношении литологических составляющих.

Отметим, что примененный способ определения свойств сухого торфа и рыхлой толщи может выдать только приблизительные средние результаты с унаследованным от исходной таблицы большим разбросом значений. В представленном ниже и используемом далее по тексту перечне изменений/соотношений свойств компонентов акцент делается на качестве различий:

1. Сушение/обводнение торфа кардинально меняет его теплопроводность.
2. Промерзание/оттайка *влажноссыщенного* торфа меняет его теплопроводность (на треть).
3. По отношению к теплопроводности торфа (особенно талого) теплопроводности льда и мерзлой рыхлой толщи являются повышенными.
4. Участие льда в мерзлом разрезе повышает его теплопроводность, и в наибольшей степени, если вмещающими породами являются мерзлые торфа.
5. Мерзлые пески при выходе под СТС составляют такую же теплофизическую ситуацию, какую создает присутствие подпочвенного пластового льда.
6. Отличие объемной теплоемкости льда от таковых мерзлой рыхлой толщи и мерзлых торфов не является значимым.

Предварительные характеристики теплофизики слоев:

- СТС. Летние изменения влажности торфяного СТС меняют количество тепла, доходящего до его подошвы. Сезонная изменчивость теплопроводности этого СТС способствует: зимой выводу подземного тепла наружу, летом защите мерзлой толщи. Летняя теплозащитная функция СТС наиболее эффективна на приподнятых поверхностях, где она усиливается частичным осушением торфа.
- Средний слой. Основная физическая функция среднего слоя в теплое время года в субарктическом климате — отвод тепла, он охлаждает вышележащий СТС. Данная функция *активна до осеннего промерзания*. Этот тезис находит свое подтверждение в

широко известном феномене осеннего промерзания СТС снизу. Согласно обобщению А. В. Бойцова данный феномен тем более выражен, чем ниже температура пород: «Чем ниже среднегодовая температура пород, тем большая часть слоя сезонного оттаивания промерзает снизу» [9, с. 57]. Если подводить под это утверждение теплофизическую базу, то получим следующее: суровый климат с его интенсивными промерзаниями пород и экономным расходом теплоотводящего потенциала среднего слоя летом обеспечивают работоспособность теплоотводящей функции этого слоя к моменту сезонного охлаждения местности.

· Нижний слой. В сезонном теплообмене не участвует. Компоненты среднего слоя или их части (такие как нижние сектора вертикальных ледяных жил) переходящие по ходу криолитогенеза в нижний слой выпадают из зоны теплообмена.

Основные параметры процесса отвода тепла средним слоем в летний период: плотность теплового потока (интенсивность) и стабильность. Объединим их в один качественный параметр: летняя теплоотводящая способность. Далее по тексту данной способности присваиваются качественные значения: «достаточная», если она достаточна для поддержки сегрегационного льдообразования и обеспечивает сохранность новообразованного льда до зимы, или «не достаточная», если она не выполняет хотя бы одну из названных задач.

В стабильных (от сезона к сезону) внешних теплофизических обстоятельствах и при неизменной теплофизике торфяного СТС значимое влияние на качество летней теплоотводящей способности среднего слоя оказывает его потенциал аккумуляции летнего тепла. Теоретически данный потенциал зависит от объемной теплоемкости материала слоя, его размера (мощности) и степени зимнего выхолаживания (весенней температуры). Согласно отмеченному выше отсутствию значимого отличия в объемных теплоемкостях компонентов среднего слоя, его потенциал аккумуляции тепла от состава слоя практически не зависит. Два других параметра находятся в зависимости от теплопроводности среднего слоя, которая в свою очередь зависит от долевого участия льда, причем наиболее существенно, если это участие образует систему теплопроводов (вертикальных жил), параллельную тепловому потоку. Данная система теплопроводов охлаждает зимой весь средний слой посредством горизонтального теплообмена и обуславливает локальные прогибы в поверхности нижнего слоя. Увеличенная присутствием теплопроводов эффективная теплопроводность среднего слоя способствует увеличению его мощности и степени выхолаживания, т. е. растет как размерная, так и температурная составляющая его потенциала аккумуляции тепла.

Для мощных вертикальных жил среднего слоя будем подразумевать наличие обособленной летней теплоотводящей способности.

5.1. Развитие приповерхностного пластового льда

По вскрытому в микроувале линзовидно-слоистому льду вглубь пройдено 3.5 м. По бокам выработки выхода на вмещающие породы не зафиксировано. Была проведена зачистка одной вертикальной стенки, размеры зачистки: по вертикали ~1.5 м и горизонтали ~2 м. Лед сложен горизонтальными линзовидными элементами с размерами: по горизонтали 40–60 см, по вертикали в центральных частях 1–10 мм. Линзы, можно охарактеризовать как обоюдовыпуклые, но эта характеристика в основном, конечно, относится к тем линзам, которые имеют по центру заметную утолщенность. Границы линз видны как нитки осветленного льда, иногда трассируемые остатками почвы. Все границы одного качества, без заметной иерархии. Строго горизонтальных поверхностей нет.

Наблюдались стыки соседних по горизонтали линз, можно говорить о цепочках линз, выполняющих один уровень. Утонения/прогалы на стыках скомпенсированы линзами соседних слоев. Выявленная структура льда была понята как отражение процесса его роста. Область выхода льда под СТС осталась не осмотренной.

На фоне поля обоюдовыпуклых линз были отмечены две разнесенные на $\sim 1,3$ м по диагонали зачистки зоны выгнутых линз. В обнаруженных зонах линзы конформно выгнуты вверх на 2–4 см, объединены единой вертикальной осью экстремумов. Высота каждой зоны около полуметра (~ 15 слоев). Вверху и внизу зоны выгнутость линз постепенно сходит на нет. Горизонтальный размер выгнутых линз не отличается от общего по зачистке, суммарная площадь обнаруженных зон, соответственно, составляет не более 20% от площади зачистки.

По всей зачистке замечены редкие (не более 1–2% от общего объема) бессистемно распределенные отдельные включения остатков торфянистой почвы, сравнимые по форме и размеру с ледяными линзами.

Обратившая на себя внимание горизонтальная слоистость как основная характеристика вскрытого льда и отсутствие выхода на вмещающие породы определили отнесение выявленного ледяного массива к пластам.

Теплофизически активный слой, в рамках которого идет формирование линзовидно-слоистого льда, в летне-осенний период состоит из: дневной поверхности, как нагревающего элемента, талого торфяного СТС, как теплового экрана и носителя влаги, и среднего слоя криолитозоны, как тепловой, отводящей летнее тепло емкости. Примем, что ледяной пласт под СТС уже присутствует. Если этот пласт не занимает весь средний слой, то к теплоотведению подключается нижележащая мерзлая рыхлая толща. Между эффективным центром тепловой емкости и дневной поверхностью постоянно поддерживается температурный градиент, наибольшая величина которого приходится на наименее теплопроводящий слой — СТС.

В течение летне-осеннего периода наличие в СТС влаги и температурного градиента, а также постоянная готовность среднего слоя начать процесс промерзания снизу поддерживают возможность сегрегационного льдовыделения. Единичный элемент пласта - ледяную линзу будем считать результатом непрерывного льдовыделения, начатого и законченного в рамках одного промерзания.

Распределенные по ледяному массиву почвенные линзы, ввиду их малочисленности, существенного влияния на теплофизику разреза не оказывают. Они являются конечным результатом осадконакопления и образуются при появлении в СТС прожилков льда, переводящих нижнюю кромку почвы в многолетнее мерзлый средний слой. Образование почвенных линз объяснено ниже.

5.1.1. Генерация пластового льда

Рассмотрим вопросы сплошности, слоистости и линзовидной структуры вскрытого массива льда.

Сплошность. Сплошность осмотренного пластового линзовидно-слоистого льда указывает на привязку старта очередного сегрегационного льдовыделения к поверхности сформированного ранее ледяного пласта. Соответственно, нулевая изотермическая поверхность температурного поля (далее — нулевая изотерма) в моменты стартов должна находиться на ледяной поверхности, не выше. Частичное

оттаивание льда вероятно, но на общем прогрессе льдообразования оно, как можно вывести из описанной линзовидно-слоистой структуры, существенным образом не сказывалось.

В рассматриваемом разрезе весенний процесс оттайки СТС сопровождается двумя теплофизическими эффектами: 1 — формируется тепловой экран, что постоянно уменьшает обогрев фронта оттайки; 2 — отступающая *мерзлая толща* постепенно избавляется от торфов (с их пониженной теплопроводностью), что упрощает отвод тепла от нулевой изотермы. К моменту выхода фронта оттайки на подошву СТС образовавшийся тепловой экран достигает максимума своих возможностей, а между оттягивающим в себя (в свою достаточно большую тепловую емкость) летнее тепло средним слоем и нулевой изотермой не остается экранирующей прослойки — торфа. То малое тепло, которое доходит до подошвы СТС переправляется внутрь среднего слоя. Здесь существенное значение получает теплопроводность среднего слоя. Повышенная теплопроводность, можно сказать, «теплофизически консолидирует» тепловую емкость, вследствие чего дошедшее до ее поверхности тепло не расходуется на повышение температуры или на таяние льда, а отводится вглубь.

Взятые вместе тепловой экран, тепловую емкость и теплопроводность тепловой емкости обозначим как механизм стабилизации нулевой изотермы на петрофизической границе. Все три составляющие обозначенного механизма принципиально существенны для его функционирования. Сочетание торфа в тепловом экране и льда в тепловой емкости составляет самый эффективный на исследуемой территории «механизм стабилизации». Дополнительно укажем, что продолжающийся формироваться пластовый лед будет повышать величины тепловой емкости среднего слоя и его средней теплопроводности, увеличивая, таким образом, эффективность «механизма стабилизации» до тех пор, пока подошва льда не погрузится в «нижний слой» криолитозоны. Повышенная эффективность «механизма стабилизации» по отношению к начальной (минимально необходимой) придает процессу генерации пластового льда определенную устойчивость на фоне возможных климатических вариаций.

Введенное понятие «механизм стабилизации» позволяет отнести на его счет: 1 — отсутствие во льду торфа; 2 — сохранность следов предыдущих генераций льда; 3 — привязку позиции старта следующего промерзания к текущей поверхности ледяного пласта.

Слоистость. Слоистость пластового льда указывает на эпизодичность сегрегационных льдовыделений, обуславливающих его рост. Факт одинакового качества границ между слоями, в практически неограниченной их череде, объясним тем, что все они одного рода, очевидно, являются стартами самостоятельных промерзаний.

Летние эпизодические промерзания на поверхности среднего слоя при постоянной, как указано выше, активности его теплоотводящей функции возможны при ослаблении нагрева дневной поверхности или при уменьшении теплопроводности СТС. В качестве косвенного доказательства действенности второй из указанных причин приведем результат многолетних наблюдений на кочковатых поверхностях. Попытками передвижения на вездеходе установлено, что в сухую солнечную (круглосуточно) погоду данная поверхность не оттаивает до июля месяца. Момент оттаивания, как правило, можно было увязать с выпадением обильного дождя. Подмеченная устойчивость мерзлоты вполне объяснима высоким тепловым сопротивлением сухой торфянистой почвы. Развивая данное объяснение можно предположить, что осушение верхнего слоя СТС в период оттайки снизит тепловую поддержку нижней части СТС, чем вызовет

кратковременное погодное промерзание. При полной оттайке данное промерзание начнется с *подшвы* СТС.

Погодные промерзания возможны при достаточно слабом демпфировании тепловых волн почвой СТС. Отсутствие прямых исследований данного феномена в рассматриваемом теплофизическом разрезе вынуждает относиться к погодным промерзаниям как предполагаемым. Далее по тексту закономерность повторения льдовыделяющих промерзаний, оставив на будущее подтверждение действенности погодных причин, будем подразумевать периодической годовой.

Линзовидная структура. Линзовидная структура ледяного массива указывает на разъединенность единовременно существовавших зон льдообразования на его поверхности. Дадим этому следующее объяснение. Сложившийся к моменту очередного промерзания ледяной рельеф поля обоюдовыпуклых линз может влиять на распределение незамерзшей воды, на опережение/отставание отдельных участков фронта промерзания и на отклонение направления термодинамического влагопереноса от вертикали. В связи с этим у единого процесса промерзания на разных участках рассматриваемого поля могут складываться разные «режимы промерзания». Льдовыделяющими данные режимы, судя по вскрытым особенностям пластового льда, оказываются в локальных понижениях его текущего микрорельефа.

Для объяснения выявленных зон конформно выгнутых линз обратимся к данным термометрии. Таковые по тундровой зоне в оторфованной почве имеются в работе С. П. Давыдова и др. [\[10\]](#). Они представляют результаты измерений, проведенных на уровне, отстоящем от поверхности в среднем на 20 см. Показано, что среднелетняя температура под максимумами микрорельефа на 3,2–3,3°C ниже, чем под минимумами. Соответственно, в подобных условиях на подошве оттаявшего СТС (на рассматриваемой нами территории это ~50 см) вполне вероятна волнистость нулевой изотермы. Для приповерхностного ледяного массива это будет волнистый микрорельеф льда, а рассматриваемые зоны исходя из этого, можно считать запечатленными во льду тепловыми тенями кочек. Не объясненной остается конечность зон выгнутых линз по вертикали. Можно допустить, что это либо следствие наклона оси экстремумов (косое сечение), либо ограниченность жизненного цикла кочек во времени.

Отмеченные моменты генерации ледового пласта, вытекающие из особенностей его строения, можно свести к следующему обобщению: данный массив сформировался за счет сегрегационного льдовыделения, которое периодически возобновлялось с подошвы СТС в зонах льдовыделяющего промерзания.

5.1.2. Почвенные линзы

Почвенные линзы, распределенные по ледяному массиву, образуются при субгоризонтальном отрыве почвы от СТС в местах, где на момент генерации очередного слоя ледяных линз нулевая изотерма не касается поверхности льда. Обрисуем предполагаемую динамику изменения теплового сопротивления СТС, взятого в моменты генерации ледяных линз, в условиях стабильного климата. В течение десятков лет происходит повышение теплового сопротивления СТС, соответствующее постепенному накоплению поверхностной почвы. Данное повышение увеличивает относительную теплоотводящую способность среднего слоя, но увеличение последней в течение указанного периода не ведет к отрывам почвы — оно нивелируется механизмом стабилизации нулевой изотермы на подошве СТС. После того когда возможности «механизма стабилизации» иссякают, происходит скачкообразное смещение положения

нулевой изотермы вверх — в тело СТС. Новая сформированная там прожилка льда создает новую петрофизическую границу на новой подошве СТС.

Постепенный рост летнего сопротивления СТС прерывается моментальным его уменьшением. Скачкообразные прерывания роста можно понимать, как автоматические корректировки теплового сопротивления СТС, удерживающие его в рамках, заданной теплофизическими обстоятельствами и в первую очередь климатом, «фиксированной» величины.

Если накапливаемый на поверхности материал имеет одну и ту же теплопроводность, то фиксированная величина летнего теплового сопротивления СТС будет означать фиксированную мощность СТС. Поэтому доля почвенных линз, отошедших в ледяной массив, может быть принята как показатель относительной скорости роста почвы и льда. Судя по вскрытому пластовому льду скорость роста почвы в 50–100 раз меньше скорости роста льда и составляет (при принятой годовой периодичности нарастания льда) сотые – десятые доли мм/год.

Отрыв почвенных линз от СТС возможен также при похолодании климата или просто в холодный год, но в этом случае должна проявляться горизонтальная сопряженность почвенных линз.

5.1.3. Начало роста линзовидно-слоистового льда

Наиболее логичным данное начало представляется на фронтальных поверхностях мощных ледяных жил, на которых естественна повышенная летняя теплоотводящая способность, а также присутствует готовый сплошной фронт кристаллизации.

Породы рыхлой толщи, в целом, менее благоприятны как база старта генерации линзовидно-слоистого льда. Эти породы, за исключением мерзлого песка (см. табл. 1), не могут создать такой теплоемкий и теплофизически консолидированный объем, какой создает лед. Поэтому на поверхности рыхлой толщи, если брать ее в целом, работа «механизма стабилизации» будет менее эффективной. Данное обстоятельство понижает вероятность развития линзовидно-слоистого льда с поверхности рыхлой толщи, но не исключает его. Отдельно укажем на то что, старт роста пластового льда с рассматриваемой позиции ограничен узким временным окном возможностей. В отличие от фронта ледяных жил поверхность рыхлой толщи не продвигается вверх — не следует за дневной. Для нее условия начала роста льда складываются только в тот короткий период, когда в ходе почвенного осадконакопления постоянно увеличивающееся тепловое сопротивление торфяного теплового экрана проходит значение близкое к указанной выше «фиксированной» величине. Т. е. когда теплофизический разрез оказывается в состоянии, наиболее подходящем для удержания летней нулевой изотермы на подошве СТС. Старт генерации пластового льда продлевает данное состояние. Если генерация не началась, то в ходе дальнейшего почвообразования сплошной торф станет переходить в верхнюю часть среднего слоя — нулевая изотерма окажется в торфе. При таком положении нулевой изотермы «механизм стабилизации» работать не начнет.

5.1.4. Итоги раздела

Предложенная модель развития пластовых льдов опирается на качественно обрисованный теплофизический разрез верхней части криолитозоны в стабильных субарктических условиях. Она сводится к осмыслению основных черт описанной структуры вскрытого ледяного пласта, по возможности подкрепленному элементарными

теплофизическими закономерностями, регулируемыми взаимоотношения между компонентами вовлеченного в льдообразование теплофизического разреза.

Отмеченная на исследуемой территории широкая распространенность рельефных форм облика ледяных микроувалов рассматривается нами как свидетельство системного участия описанного линзовидно-слоистого льда в массиве АЛЛК.

5.2. Развитие АЛЛК

Существенная роль ледовой составляющей в росте ЛК отмечена многими исследователями. В частности, авторы книги «Проблемы экзогенного рельефообразования» С. А. Архипов и др., рассматривая формирование аккумулятивного рельефа на Яно-Индибирской низменности на удаленной от рек территории, утверждают: «Не столько осадконакопление, сколько льдообразование являлось причиной более или менее равномерного наращивания поверхности, выражающегося в ускоренном формировании аккумулятивного рельефа даже при малых затратах минерального вещества» [\[11, с. 228\]](#).

На сингенез растительных и ледяных форм на приподнятых поверхностях указывал Ю. К. Васильчук: «Активный рост сингенетических повторно-жильных льдов происходит субаэралью во время аккумуляции торфа или оторфованных осадков» [\[5, с. 80\]](#).

В условиях многолетней мерзлоты субаэральное накопление отложений с высокой долей растительных остатков может быть сопоставлено с процедурой конечной стадии зарастания водораздельных болот, описанной Н. И. Пьявченко, в его работе [\[12\]](#) где, в частности, показано, что процедура зарастания останавливается при достижении определенного отрыва дневной поверхности от водоносного горизонта. В условиях криолитозоны водоупорная поверхность поднимается за дневной. Поэтому условия прироста растительности сохраняются.

Приведенные в разд. 4 результаты наземных наблюдений и осмотра выработок хозяйственного назначения и доступный сегодня на карте Росрестра вид сверху показывают, что выходящий на поверхность комплекс пород в значительной своей части является полигонально-жильной структурой (далее — ПЖС) с мощными ледяными жилами. Практически полное отсутствие в комплексе минеральной составляющей является однозначным указателем на то, что данный комплекс — результат субаэального криолитогенеза.

В ходе роста выявленного комплекса накапливаемая растительная почва подымает уровень дневного рельефа, обеспечивая рост ледяных жил, и защищает ледовые образования от разрушения. Наличие минеральной составляющей, в указанной выше доле 7%, вполне можно объяснить золовым переносом материала.

Примем к сведению, что скорость такого как в АЛЛК субаэального торфяно-растительного почвенного осадконакопления, как выявлено С. Н. Тюремовым, составляет десятые доли — первые мм/год [\[13\]](#); в изложенной выше модели формирования линзовидно-слоистых льдов — на порядок ниже.

5.2.1. Неполигональный кочковатый микрорельеф

На исследуемой территории особое внимание обратили на себя приподнятые области непполигонального кочковатого микрорельефа с характерным для них (см. разд. 4) полным отсутствием морозобойного трещинообразования.

Широкая распространенность данных поверхностей и изрезанность связанного с ними рельефа (выходы на аласы и рассекающие долины ручьев) указывают на существенность их вклада в набранную статистику по вычисленным плотностям АЛЛК. Этот существенный вклад не образует локального вариационного максимума, вписываясь со всеми другими расчетами в одно нормальное распределение. Отсутствие явных статистических отклонений (см. рис. 1) гарантирует, что плотность покрываемых рассматриваемыми поверхностями пород близка к средней по АЛЛК.

Вариант выполнения рассматриваемых приподнятых форм рельефа сплошным, не рассеченным жилами льда торфом исключаем как маловероятный.

Пластовый лед допустим, потому что обнаруженный на территории АЛЛК ледяной пласт находится как раз под неполигональным кочковатым микрорельефом, но не обязателен т. к. один факт не может порождать правило, тем более что он выявлен на довольно неординарном объекте. Допуская на рассматриваемых территориях присутствие подпочвенного пластового льда, не будем исключать вероятность его простираения на сотни метров. Более того, данные территории обозначим как единственные, на которых возможно присутствие подпочвенного льда больших размеров. Обоснование такого присутствия дано ниже.

Третий вариант — полигональные почвенно-ледовые образования. Их наличие под рассматриваемым микрорельефом подтверждено двумя выработками (см. разд. 4). Выявленный факт нельзя отнести к случайным, он органично вписывается в понимание того, что исследуемый ЛК в целом — ПЖС. Присутствие полигонально-жильной структуры АЛЛК под неполигональным кочковатым не несущим следов морозобойного трещинообразования микрорельефом позволяет выделить обособленную фазу развития комплекса.

Рассмотрим выделенную фазу.

В разд. 2, со ссылкой на Ю. Б. Бадю [\[3\]](#), говорится, что толщина вертикальных жил ЛК доходит до 8–10 м в их верхней части. По результатам изучения ЛК на Янской приморской низменности по разрезу Мус-Хая научным редактором Т. Н. Каплиной в комментариях к работе Е. М. Катасонова отмечено: «... в верхней части разреза ледяные жилы начинают преобладать над грунтовыми столбами» [\[14, с. 161\]](#). На территории развития АЛЛК зафиксировано массовое вскрытие льда в установочных выемках и обнаружены мощные ледяные клинья (1 в погребке и 1 в улове) со значительным углом расхождения боковых граней. Обобщая эти сведения можно прийти к важному выводу: в ходе генерации ледовых комплексов доля жильного льда в приповерхностной зоне постоянно увеличивается, соответственно постоянно растет ее эффективная теплопроводность.

А. И. Попов указывал на присутствие двух механизмов сингенетического льдообразования в жилах ПЖС: первый реализуется на базе субвертикального морозобойного растрескивания, второй это формирование фронтальных наслоений. Первый из механизмов, при разрастании жилы сменяется вторым: «... смена механизмов (хотя и неполная, так как вертикальное растрескивание все-таки продолжается) наступает при ширине ледяных жил поверху порядка 0,5–0,7 м» [\[15, с. 15\]](#).

Как показано в работе А. Д. Маслова и др. [\[16, с. 82\]](#) вероятность морозобойного растрескивания в период осеннего промерзания повышается при увеличенном температурном градиенте приповерхностной мерзлой толщи: «При больших градиентах

температуры (при большом охлаждении верхнего горизонта грунта) силы сцепления могут оказаться недостаточными для компенсации напряжения растяжения. Тогда происходит деформация сдвига, образуется вертикальная трещина ...».

Учитывая указанную зависимость «большой градиент — вертикальная трещина», наблюдаемому на территории АЛЛК отсутствию морозобойного трещинообразования можно дать следующее объяснение. Постоянно растущая в приповерхностном мерзлом слое АЛЛК эффективная теплопроводность приводит к качественно значимому понижению вертикального температурного градиента в периоды осеннего охлаждения, которое выражается в полном прекращении «вертикального растрескивания» и, соответственно, в *полном завершении* смены механизмов роста жил.

Возможные способы сингенетического фронтального роста ледяных жил в условиях непосредственной близости к дневной поверхности сводятся к двум вариантам. Первый предложен А. И. Поповым [\[15, с. 15-16\]](#) и представляет собой процесс с деформациями деятельного слоя, открытиями диагенетических полостей, затеканием в полости воды и образования конжеляционного льда. Возможность подобного фронтального роста для многометровых по фронту жил многократно ставилась под сомнение. Мы, дополнительно учитывая, что на поверхности кочковатых территорий никаких следов активности деятельного слоя кроме роста кочек нет, так же будем считать такой фронтальный рост маловероятным. Второй вариант — сегрегационные фронтальные приращения. Его актуальность признается многими исследователями, в частности, по мнению Н. Н. Романовского [\[17\]](#) (высказанному, впрочем, безотносительно к вопросу исключительного доминирования фронтального роста) фронтальное сегрегационное льдообразование органически присуще *мощным* жилам. Уместно заметить, что фронтальное сегрегационное льдообразование, отодвигающее пластичный в этот момент торфяной СТС, не ведет к его деструктивному деформированию.

Остановливаясь, естественно, из двух представленных вариантов на втором, получаем, что исключительно доминирующий фронтальный рост мощных жил на рассматриваемых неполигональных территориях обеспечивается исключительно сегрегационным льдообразованием.

Изложенная ниже схема сингенетического роста мощных ледяных жил выведена для варианта исключительно доминирующего фронтального роста с учетом повышенной летней теплоотводящей способности этих жил и низкой (сотые – десятые доли мм/год) скорости почвенного осадконакопления.

Повышенная, по отношению к торфам, летняя теплоотводящая способность ледяных жил увеличивается и при вертикальном и при горизонтальном сингенетическом росте жилы. В ходе сугубо вертикального роста жилы она увеличивается по причине увеличения отношения растущей тепловой емкости жилы к постоянной площади теплообмена — фронтальной поверхности жилы. При горизонтальном росте (расширении) жилы происходит уменьшение отношения площади боковых поверхностей жилы к объему льда жилы, что ведет к уменьшению удельного (на единицу объема льда) теплообмена мощных жил с вмещающей средой. Результатом данной «теплофизической самостоятельности» мощной жилы является ее более сильное промерзание зимой и, соответственно, также увеличение ее собственной летней теплоотводящей способности.

Увеличение теплоотводящей способности жилы в ходе ее регулярного, следующего за осадконакоплением роста ведет к избыточности текущего теплового сопротивления покрывающего жилу СТС. Это дает льду возможность прироста и закрепления на более

близкой к поверхности позиции. Дадим примерную схему реализации данной возможности. На основании приведенных в разд. 5.1 данных по толщине ледяных линз будем считать нормальными непрерывные подпочвенные сегрегационные льдовыделения толщиной в несколько миллиметров. Возникающий над жилой при очередном фронтальном сегрегационном льдообразовании выпуклый прирост, приподымает пластичный СТС на указанные «несколько миллиметров». В момент последующей оттайки прирост утончается до «долей миллиметра» близких к толщине слоя накопленной за год почвы. В связи с постоянно растущей (из года в год) теплоотводящей способностью жилы на поверхности льда останется фиксируемый этой способностью выпуклый «дополнительный прирост». Не возвращенная по этой причине на горизонтальный уровень почва попадает под действие механизма эрозионного нивелирования, который в условиях медленного осадконакопления будет особенно результативен. Эрозия приподнятой почвы уменьшает тепловое сопротивление СТС. В результате непрерывной последовательности описанных действий сопротивление СТС будет поддерживаться ровно таким, какое нужно для защиты льда при усиливающейся теплоотводящей способности жилы.

Схематически обрисованная процедура формирования дополнительных приростов происходит в условиях субарктического климата. В таких условиях дополнительные приросты не могут вывести лед на дневную поверхность: летняя теплоотводящая способность ледяных жил в субарктике не способна удержать приповерхностный лед от таяния без помощи защитного почвенного слоя. В соответствии с этим, период значимых дополнительных приростов неизбежно сменяется периодом стремления их мощности к нулю: дополнительные приросты обязательно вырождаются.

Ледяной вал, вырастающий над жилой (далее — «голова жилы»), замещает становящуюся избыточной массу СТС. Описанный процесс роста головы жилы вполне может оставить дневную поверхность ровной. Как раз такой, какая она есть в зонах рассматриваемого микрорельефа.

Обратим внимание на то, что с окончанием роста головы жилы регулярное сезонное фронтальное льдообразование продолжается, без изменения изгиба фронта. Оно следует за накоплением почвы, способствуя этим удалению новообразованной над жилой почвы и сохранению установившейся величины теплового сопротивления СТС.

Выпуклая летняя нулевая изотерма, огибающая голову жилы, является потенциальным стартом разнонаправленного (перпендикулярного изотерме) льдовыделяющего промерзания. Именно наличие «головы» придает векторам промерзания, одним больше другим меньше, горизонтальную составляющую. Сингенетические сегрегационные регулярные плюсы, при наличии, дополнительные приросты ежегодно образуют новое ледяное покрытие. Подавляющая часть этого покрытия заполняет пространство над жилой. Только его самая нижняя часть расширяет жилу, нарастая согласно имеющему в этой позиции месту вектору льдовыделяющего промерзания. Прирост по горизонтали будет равен величине горизонтальной составляющей этого вектора.

У отдельно стоящих жил, горизонтальные приросты идут в направлении, в котором внешние теплофизические обстоятельства неизменны, поэтому внешние ограничения не возникают. Сближение жил воздействует на общую теплофизику среднего слоя через солидаризацию влияния, в основном, делая ее более благоприятной для дальнейшего расширения жил. Обратимся к предельной ситуации, когда мощные жилы льда вырастают до объемов, сравнимых с объемом почвенных блоков, и когда последние могут потерять свою теплофизическую самостоятельность. При осенних промерзаниях за счет

горизонтального/бокового теплообмена они будут остывать почти так же сильно как жилы, а в летний период их нагреванию будет препятствовать увод тепла в лед. На этой стадии могут качественно измениться теплофизические условия на *фронтальной поверхности мерзлых почвенных блоков в контактирующих со льдом зонах* — стать такими же или почти такими же, как те, которые складываются на фронтальной поверхности льда. При этих условиях к горизонтальному расширению жил может подключиться дополнительный механизм роста, обеспечивающий выход фронтальных сегрегационных наслоений за пределы поверхности жил.

5.2.2. Три фазы развития АЛЛК, их преемственная связь

В общем порядке фаз развития АЛЛК, рассмотренная выше фаза является второй. Понятно, что до момента смены механизма роста жил, давшего начало рассмотренной выше фазе, развитие АЛЛК протекало с участием морозобойного растрескивания. Данное развитие обозначим как первую фазу формирования АЛЛК, она представлена территориями полигонального обводненного и необводненного микрорельефа. По отношению ко второй, она является подготовительной - подводит к ситуации, в которой морозобойное растрескивание прекращается.

Обнаруженный пластовый лед будем считать случайно выявленным образцом продукции третьей фазы развития АЛЛК. Представим всю вторую фазу АЛЛК как процесс подготовки теплофизического разреза к генерации пластового льда.

На начало процесса примем, что доля суммарной площади фронтальной поверхности жил пренебрежимо мала по отношению к общей дневной поверхности их развития, скорость осадконакопления составляет сотые – десятые доли мм/год, скорость фронтального льдообразования подчинена осадконакоплению и составляет те же мм/год. Также будем считать, что головы ледяных жил уже сформированы и, реагируя на осадконакопление, расширяют поверхности жил. Тепловое сопротивление СТС над жилами в отсутствие значимых дополнительных приростов будет постоянным.

За конец процесса примем смыкание жил — старт формирования подпочвенного пластового льда. Формируемый пласт весьма вероятно будет иметь линзовидную структуру, такую, которая описана в разд. 5.1, поэтому скорость фронтального льдообразования на момент старта оценим по средней мощности одного слоя линз в микроувале. Как можно вывести из описания зачистки (там же), данная скорость составляет 2–3 мм/год.

Климат примем постоянным, поэтому интенсивность генерации растительной почвы и ее теплофизические качества также будут постоянны. В аспекте осадконакопления указанный выше факт фиксированности теплового сопротивления СТС над жилами важен тем, что вся генерируемая на этом СТС почва подлежит сносу на окружающую территорию.

Динамика процесса:

- Приподымаемая сегрегационным льдом и перераспределяемая эрозионным нивелированием *новообразованная* почва оказывается на площади почвенных блоков. Какая-то ее часть, возможно, уносится за пределы рассматриваемой территории.
- С увеличением фронтальной площади жил, размеры блоков в плане уменьшаются, соответственно, новообразованной перемещенной почвы на единицу своей площади они получают все больше и больше. Их рост ускоряется.

- Эпизоды фронтального льдообразования происходят на фоне ускоренного роста почвенных блоков. Отставание поверхности льда от дневной поверхности будет определяться «фиксированным» СТС. Следовательно, рост льда также будет ускоренным.
- До тех пор пока постоянство теплового сопротивления СТС поддерживается за счет эрозионного нивелирования, отслоения почвы с его подошвы отсутствуют.

Первопричиной выхода генерации АЛЛК на образование подпочвенного пластового льда будем считать *причину расширения жил* — повышенную и постоянно в ходе расширения повышающуюся летнюю теплоотводящую способность ледяных жил.

Средняя скорость роста почвенно-ледовой массы во второй фазе значимо больше скорости ее роста в первой. Составим ее оценку «первого приближения». На начало фазы скорость роста пренебрежимо мала, на конец фазы равна 2–3 мм/год. Ускорение роста во второй фазе примем равномерным. Тогда получим, что средняя скорость роста второй фазы равна половине скорости роста третьей фазы. И это при постоянной интенсивности генерации растительной почвы.

Генерацию пластового льда в третьей фазе примем такой, какой она представлена в разд. 5.1.1. Соответственно, если не брать в расчет включение почвенных прожилок, скорость роста АЛЛК в этой фазе от скорости осадконакопления не зависит.

Сохранению темпа роста льда в третьей фазе дадим следующее объяснение. Как мы допускали выше для фронтальной поверхности ледяной жилы, находящейся между почвенными блоками, от того объема льда, который формируется в периоды льдовыделяющего промерзания, в последующую оттайку сохраняется тонкий остаток — не мощнее чем слой новообразованной почвы. На поверхности сплошного подпочвенного пластового льда одновременно поднимается вся поверхность среднего слоя и закрепляется (как фронт теплофизически консолидированного массива) на достигнутой позиции. Никакой подстройки оттайки нового слоя ледяных приростов под уровень соседствующих объектов нет.

Отметим критичность повышенной скорости фронтального льдообразования. Если бы такой скорости не было, то *единственно возможный для области пластового льда способ поддержания постоянства теплового сопротивления СТС — отслоение лишней почвы* привел бы к сгущению во льду торфяных прослоек. В результате чего петрофизическая граница на подошве СТС оказалась бы смазанной, а дальнейшая деятельность механизма стабилизации нулевой изотермы невозможной.

Микроувалы можно рассматривать как локальные пластовые льды, в которых выход льдообразования из зависимости от осадконакопления произошел до смыкания жил. Образование локальных пластов в подмеченной для них позиции можно увязать с усиленным промерзанием бровок плато и, соответственно, с увеличенной температурной составляющей летней тепловой емкости расположенных на этих бровках мощных ледяных жил. Мощные жилы, находящиеся в зонах усиленного промерзания, обрели способность сохранять в целости образующиеся на их поверхности слои ледяных линз до того, как их поверхности сомкнулись.

У локальных пластов могут быть свои присущие именно линзовидно-слоистому льду способы расширения.

5.2.3. Вопрос присутствия пластового льда больших объемов

Генерируемая в первой фазе масса АЛЛК это, в основном, торф, в третьей фазе -

пластовый лед. Принос эолового минерального материала прием постоянным. Согласно составленной модели генерации пластового льда скорость его роста намного больше скорости почвообразования. Поэтому в третьей фазе то же самое количество эолового минерального материала распределяется по слою большей толщины.

Оценим значимость данного явления. Сегрегационное льдообразование по большому счету исключает возможность присутствия эолового материала во льду — он накапливается в торфах. Скорость образования торфа остается постоянной, соответственно постоянной остается и концентрация накопленного в нем минерального вещества. Торфяные линзы в третьей фазе занимают 1–2% ледяной массы (см. разд. 5.1). Соответственно, эоловая составляющая генерируемой массы АЛЛК уменьшается более чем на порядок, а плотность этой массы, соответственно, уменьшается на $\sim 0.1 \text{ г/см}^3$.

На диаграмме плотностей рельефообразующих пород (рис. 1) на интервале высотных отметок 60–70 метров модальная плотность пород АЛЛК снижается с ~ 0.95 до $\sim 0.85 \text{ г/см}^3$. Увязывая указанное понижение с моделью развития АЛЛК, можно прийти к заключению, что наиболее приподнятая часть АЛЛК сгенерирована в его третьей фазе. Доля «пород пониженной плотности» в аномально легком ЛК, как можно определить по диаграмме, составляет $\sim 5\%$. Соответственно, в отношении к области неполигонального кочковатого микрорельефа это будет $\sim 15\%$.

Подчеркнем, что проявившиеся на диаграмме «породы пониженной плотности» это не микроувалы и не какие-либо другие мелкие объекты. Согласно изложенному в разд. 3, петрофизические объекты, характеристики которых вошли в диаграмму, в связи с широким шагом гравиметрической съемки не могут быть размером по горизонтали менее 300 метров. Их мощность согласно принятой методике петрофизической интерпретации гравиметрического поля не может быть менее 5 м.

5.2.4. Итоги раздела

Первая фаза идет до упомянутой выше «смены механизма», характеризуется морозобойным растрескиванием почвы и полигональным микрорельефом дневной поверхности. Вторая фаза характеризуется исключительно сегрегационным льдообразованием и ровностью дневного микрорельефа. Третья фаза это: *унаследованное* продолжение исключительно сегрегационного льдообразования, выход процесса генерации массы АЛЛК из подчиненности осадконакоплению и ускорение этого процесса.

Смена фаз происходит по причине постоянно увеличивающегося теплофизического влияния ледовой составляющей среднего слоя криолитозоны на его теплофизику. На первой смене фаз это влияние проявляется в понижении вертикального температурного градиента и приводит к прекращению морозобойного растрескивания. На второй смене фаз области теплофизического влияния подпочвенного льда становятся господствующими в плане, что позволяет ему перейти на свой собственный эксклюзивный способ дальнейшего развития. При увеличенной локальными обстоятельствами летней теплоотводящей способности ледяных жил возможно появление локальных пластовых льдов.

При реализации, упомянутой в разд. 5.1, возможности развития линзовидно-слоистого льда с поверхности рыхлой толщи он будет выполнять всю мощность АЛЛК.

5.3. Развитие покровных ледников

Согласно изложенному во вводной части разд. 5, обнаруженный рельефообразующий пластовый лед существует и развивается в следующей обстановке: равнинный ландшафт, стабильный субарктический климат с коротким климатическим летом, наличие мерзлых теплоотводящих в летний период пород и наличие покрывающего мерзлую толщу торфяного СТС, обладающего переменным сезонно-подчиненным тепловым сопротивлением. Территории, соответствующие данной ландшафтно-климатической обстановке, могут быть весьма обширны.

В представленной выше модели развития пластового льда нет внутренних причин остановки роста, а скорость льдообразования практически не зависит от скорости прироста почвы. Длительное развитие приповерхностных льдов может привести к развитию обширных приподнятых пространств, на котором будут превалировать тундростепные ландшафты. Мощный пластовый лед можно считать ледником.

Если климатические условия станут арктическими (по причине набора высоты или изменения климата), то летние температуры перестанут подниматься выше нуля. Закончится этап подпочвенного роста ледяного пласта и начнется этап образования льда из снега/фирна. В ходе ужесточения климатических условий неизбежно уменьшение или исчезновение СТС. Оно произойдет за счет отслаивания избыточной почвы и фиксации ее в ледяном массиве в виде совокупности почвенных линз или серии горизонтальных жил.

Достаточно очевидное наращивание поверхности криолитозоны оставляет неясным вопрос о положении ее нижней границы. Рассмотрение данного вопроса затрагивает теплофизическую ситуацию всей верхней части литосферы. Обрисуем ее схематически, приняв четыре упрощающих реальную теплофизику момента:

- Все теплофизические характеристики рассматриваемой области будем использовать как среднееголетние параметры, изменяемые только климатом.
- Введем понятие «теплофизически однородный регион». Под таким регионом будем понимать территорию с постоянными по площади теплофизическими характеристиками: температурой поверхности Земли (ТПЗ) и поверхностной плотностью *теплового потока* в верхней части *литосферы* (ТПЛ). В геологическом плане это, очевидно, будет территория одного типа геологического строения земной коры. В географическом — одного ландшафтно-климатического типа. Возможные в регионе вариации указанных теплофизических характеристик местного характера во внимание принимать не будем.
- Допустим, что климат региона имеет стабильные периоды, в течение которых ТПЗ и ТПЛ не меняются.
- Криолитозону в регионе будем рассматривать как сплошное геометрическое тело, в котором горизонтальные размеры гораздо больше вертикальных.

Суммируем факторы, характеризующие в рамках региона теплопередачу через криолитозону, находящуюся в стабильном состоянии:

- тепловой поток стационарен и однороден;
- имеет место постоянство температуры, как на верхней, так и на нижней границе мерзлой толщи, соответственно тепловой напор в ней численно равен ТПЗ;
- форма криолитозоны близка к пластине.

Указанные факторы близки к таковым в классической задаче пересечения стационарным однородным тепловым потоком плоской однородной пластины. Параметры данной задачи соотносятся следующим образом: $R = \Delta t/q$, где R это тепловое сопротивление пластины, Δt — температурный напор, q — плотность теплового потока. Постоянство (в пространстве и времени) параметров правой части уравнения определяет постоянство левой.

Показанная близость теплофизической схемы региона к схеме задачи однородной пластины позволяет оснастить регион дополнительной характеристикой: постоянным тепловым сопротивлением (R) его криолитозоны.

Постоянство параметра R во времени будет поддерживаться реакцией криолитозоны на изменения разреза. К примеру, произошедшее накопление или снос горной породы, повлиявшее на тепловое сопротивление криолитозоны, должно автоматически сопровождаться корректировкой положения верхней и/или нижней ее границы.

Одинаковость введенного параметра R по площади региона (не полная по причине принятых упрощений) позволяет оценочно использовать его как коэффициент пропорциональности между мощностью и эффективной теплопроводностью криолитозоны. Чем ближе петрофизическая структура места применения коэффициента к горизонтально-слоистой среде, тем точнее она соответствует сопоставленной с ней задаче и тем надежнее результат вычисления.

Возьмем за основу принцип постоянства теплового сопротивления криолитозоны и составим следующую, вполне очевидную схему развития криолитозоны в стабильных способствующих поверхностному льдообразованию климатических условиях, охватив как субарктический, так и арктический климат. Используем понятие «необратимый прирост льда», которое в модели развития приповерхностного пластового льда означает появление очередного слоя линз, а в арктическом климате завершение литификации в цепочке переходов снег/фирн/лед.

1. Необратимый прирост льда на поверхности криолитозоны означает увеличение ее теплового сопротивления, т. е. нарушение ее теплофизической стабильности. Дополнительное тепловое сопротивление вызовет дополнительный нагрев разреза и, соответственно, сдвиг температурного поля вверх с оттаиванием нижнего края криолитозоны. Реакция криолитозоны, автоматически — через оттайку восстанавливающей параметр R , количественно определяется равенством тепловых сопротивлений прироста и оттайки. Из этого следует, что мощность оттаивающего слоя равна произведению мощности прироста льда на отношение теплопроводностей оттаивающего слоя и льда.
2. Постоянное нарастание льда будет вызывать постоянный подъем нижней границы и постоянное (возможно монотонное) изменение мощности криолитозоны.
3. Поднятие нижней границы криолитозоны будет продолжаться до ее выхода к подошве ледника или до остановки нарастания льда. Остановка нарастания зафиксирует положение подошвы криолитозоны в литосфере.
4. Выход нижней границы криолитозоны к подошве ледника определит исключительно ледяной состав криолитозоны и, соответственно, невозможность поднятия нулевой изотермы выше.
5. С этого момента постоянство теплового сопротивления криолитозоны, прирастающей

поверхностным льдом, поддерживается таянием основания ледника. Вместо поднятия нижней границы криолитозоны идет усадка ледника. Поступательное развитие криолитозоны оканчивается ее полным уходом из литосферы и началом замкнутого цикла генерация/разрушение. В ходе усадки ледника при наличии в нем почвы СТС возможно ее высвобождение и унос талой водой.

Выведенное нами окончание роста ледника соответствует достижению им «максимальной мощности». Данное самостоятельное понятие введено И. А. Зотиковым в его физико-математическом моделировании теплового режима ледника [18]. В качестве одного из существенных признаков, указывающих на достижение ледником максимальной мощности, было предположено наличие талой среды, непосредственно под подошвой ледника. Впоследствии гипотеза И. А. Зотикова была подтверждена, в частности, обнаружением подледниковых озер.

Выход предложенной схемы развития криолитозоны на давно известный в геофизиологии феномен подчеркивает состоятельность этой схемы и указывает на целесообразность включения в понятийную систему геофизиологии принципа постоянства теплового сопротивления криолитозоны в рамках теплофизически однородного региона.

Рост ледника означает смену ландшафта и, весьма вероятно, изменение регионального климата, то есть криолитозона, изменяя внешние условия, может оказывать свое собственное влияние на ТПЗ. В результате для региона может установиться новое — большее тепловое сопротивление криолитозоны, которое обусловит увеличение максимально-возможной мощности ледника.

Вернемся к вопросу о положении нижней поверхности криолитозоны:

- Возможны изменения климата, которые не ведут к повышению ТПЗ, но способствуют «необратимому таянию льда». Это, например, прекращение снеговых осадков при неизменном уровне солнечной радиации. Если криолитозона при данных изменениях остается стабильной, то остается и поддержка параметра R: подошва криолитозоны начнет погружаться в литосферу. В деградирующей криолитозоне поддержки стабильности параметра R не будет.

- Утеkanie льда ледника из зоны накопления уменьшает мощность ледника. Если скорость данного уменьшения сравнима со скоростью накопления льда, то максимальная мощность может оставаться не достигнутой. Данное динамическое равновесие это та же остановка роста ледника, которая отмечена в п. 3 «схемы развития», с обязательно сопутствующей этому состоянию фиксацией положения подошвы криолитозоны в литосфере.

На момент таяния ледника на нем может находиться активный или внутри него оставаться захороненный СТС. Такие СТС в более или менее сохраненном виде окажутся на поверхности Земли, со всей их тундровой ботаникой.

Предложенный подход к теории развития покровных ледников может оказаться полезным при формировании альтернативных взглядов на некоторые вопросы гляциологии.

6. Заключение

Статистическая обработка результатов петрофизической интерпретации гравиметрических наблюдений позволила выделить аномально легкий массив, отделенный от подстилающих пород четко выраженной горизонтальной плотностной

границей. Данный массив определен как аномально легкий ледовый комплекс (АЛЛК) торфяно-ледового выполнения.

На территории АЛЛК одной выработкой обнаружен пластовый линзовидно-слоистый лед, который с учетом сопутствующих факторов определен как экземпляр одной из системных составляющих АЛЛК.

Гравиметрические данные, особенности ландшафта территории и вскрытые детали структуры АЛЛК взаимосвязаны и составляют первое — максимально возможное на текущий момент представление о комплексе. Основными элементами представления являются три фазы комплекса, отображающие динамику его развития в целом. Первая — классическая, общепринятая для полигонально-жильных структур, с участием морозобойного растрескивания, вторая — на основе классической, но без морозобойного растрескивания, третья — генерация подпочвенного пластового линзовидно-слоистого льда. В качестве основного фактора, определяющего смену фаз, выдвинуто постоянно увеличивающееся теплофизическое влияние ледовой составляющей среднего слоя криолитозоны на его теплофизику, которое сперва приводит к прекращению морозобойного растрескивания, а затем к выходу льдообразования из подчиненности осадконакоплению.

Составлены концептуальные модели генерации торфяно-ледовой массы в рамках второй и третьей фаз, развитие третьей фазы экстраполировано до масштабов покровного ледника. Указанные модели базируются на качественном различии компонентов криолитозоны территории по теплофизическим характеристикам. Учитываемые различия компонентов позволили ввести и в некоторой степени разработать несколько необходимых для проведенного моделирования понятий. Это: теплоотводящая способность среднего слоя, принцип стабилизации нулевой изотермы на петрофизической границе; многолетнее постоянство сопротивления СТС взятого в период его максимальной оттайки; устойчивые зоны льдообразования в массиве линзовидно-слоистого льда; условия начала роста линзовидно-слоистого льда; особый, исключаящий трещинообразование теплофизический режим полигонально-жильной структуры под неполигональным микрорельефом; принцип бокового сегрегационного роста мощных ледяных жил; принцип постоянства теплового сопротивления криолитозоны.

Новизна исследования состоит:

- в выявлении уникального петрофизического объекта,
- в определении этого объекта как АЛЛК торфяно-ледового выполнения,
- в выявлении на территории АЛЛК массива линзовидно-слоистого льда и в определении его как экземпляра одной из системных составляющих АЛЛК,
- в представлении развития комплекса как последовательности трех сменяющих друг друга фаз,
- в составлении концептуальных моделей второй и третьей фаз АЛЛК, основанных на качественных различиях теплофизически обособленных компонентов криолитозоны,
- в оригинальном, построенном на экстраполяции третьей фазы АЛЛК подходе к теории развития покровных ледников.

Представленная в статье информация относится к трем уровням:

- первичные сведения (наблюденные или вычисленные) по АЛЛК,
- концептуальное понимание природы АЛЛК,
- наработки в области теплофизики криолитозоны региона.

Вся указанная информация в дальнейшем может быть использована при постановке задач для последующего исследования АЛЛК.

Библиография

1. Петров А. Н., Соловьев Н. М., Тимошенко Н. И. Отчет о результатах опережающих геофизических работ в пределах Чурпунья-Максунуохского ряда магнитных аномалий в 1982-85 гг. Якутскгеология. Якутская АССР, пос. Усть-Куйга, 1986. 438 с. ФГБУ «Росгеолфонд», ЦХ, № 429931.
2. Публичная кадастровая карта / Федеральная служба государственной регистрации, кадастра и картографии (Росреестр). Изображение (картографическое ; недвижимое ; двумерное) : электронное // rosreestr.gov.ru : [официальный сайт]. URL: <https://pkk.rosreestr.ru> (дата обращения: 25.12.2021).
3. Бадю Ю. Б. Криолитология. Москва : КДУ, 2010. 528 с. ISBN: 978-5-98227-732-9
4. Соломатин В. И. Физика и география подземного оледенения. Новосибирск : Гео, 2013. 346 с. ISBN: 978-5-9062284-35-8
5. Васильчук Ю. К. Повторно-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность. Москва : Изд-во Московского ун-та, 2006. 392 с. ISBN: 5-211-05212-9
6. Шмелев Д. Г. Роль криогенеза в формировании состава позднечетвертичных мерзлых отложений оазисов Антарктиды и Северо-Востока Якутии // Криосфера Земли, 2015. Т. 19, №1. С. 41–57. ISSN: 1560-7496
7. Анисимов О. А., Борщ С. В., Георгиевский В. Ю. [и др.]. Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем / под ред. С. М. Семенова. Москва : Планета, 2012. 511 с. ISBN: 978-5-904206-10-9
8. Ершов Э. Д., Жесткова Т. Н., Кучуков Э. З. [и др.]. Основы геокриологии. Ч.2. Литогенетическая геокриология / под ред. Э. Д. Ершова. Москва : Изд-во Московского ун-та, 1996. 399 с. ISBN: 5-211-03533-Х.
9. Бойцов А. В. Геокриология и подземные воды криолитозоны. Тюмень : ТюмГНГУ, 2011. 177 с. ISBN: 978-5-9961-0400-0
10. Давыдов С. П., Давыдова А. И., Федоров-Давыдов Д. Г. [и др.]. Температурный режим мерзлотных почв Северной Якутии // Труды Десятой Международной конференции по мерзлотоведению «Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире». Т. 5. С. 89–90. Тюмень : Печатник, 2012. ISBN: 978-5-9961-0510-6
11. Архипов С. А., Ивановский Л. Н., Исаева Л. Л. [и др.]. Проблемы экзогенного рельефообразования : Рельеф ледниковый, криогенный, эоловый, карстовый и морских побережий. Кн. 1. Москва : Наука, 1976. 428 с.
12. Пьявченко Н. И. Торфяные болота, их природное и хозяйственное значение. Москва : Наука, 1985. 152 с.
13. Тюремнов С. Н. Накопление и превращение исходной растительной биомассы в торф : Торфяные месторождения. Москва : Недра, 1976. 488 с.
14. Катасонов Е. М. Литология мерзлых четвертичных отложений (криолитология) Янской приморской низменности / науч. ред. Т. Н. Каплина. Москва : ПНИИИС,

2009. 176 с.

15. Попов А. И. Подземный лед. // Подземный лед. Вып. I. Москва : Изд-во МГУ, 1965. С. 7–39.
16. Маслов А. Д., Осадчая Г. Г., Тумель Н. В., Шполянская Н. А. Основы геокриологии. Ухта : Изд-во Института управления, информации и бизнеса, 2005. 176 с. ISBN 5-9641-0011-2.
17. Романовский Н. Н. Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск : Наука, 1977. 212 с.
18. Зотиков И. А. Тепловой режим ледника Центральной Антарктиды // Антарктика. Доклады Комиссии 1961 г. Москва : 1962. 23, С. 27–40.

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, аномально легкий геологический комплекс из льда или льдистого торфяника на водораздельной равнине Яно-Индибирской низменности.

Методология исследования, в статье не указаны, но исходя из анализа статьи можно сделать вывод о использовании методов профильной высокоточной гравиметрической съемки, а также анализ литературных данных. Судя по иллюстративным материалам автором предпринятой экспедиции полевые методы исследования, с последующей камеральной обработкой.

Актуальность затронутой темы безусловна и состоит в получении информации о выявлении локальных отрицательных аномалий, трассирующих погребенные долины в рельефе коренных пород методом вычисления гравиметрического поля в редукции Буге, причем съемки проявлялась корреляция вычисленного поля с дневным рельефом. Исследования автора статьи помогают понять механизм выявления закономерностей распространения аномально легких массивов и их геометрии. Целенаправленная обработка гравиметрических наблюдений позволила на одном из участков работ выявить уникальный рельефообразующий покров, что важно для теории криолитогеогенеза геоморфологии.

Научная новизна заключается в попытке автора статьи на основе проведенных исследований делать концептуальные модели генерации торфяно-ледовой массы в рамках развития экстраполировано до масштабов покровного ледника, базирующиеся на качественном различии компонентов криолитозоны территории по теплофизическим характеристикам. Это является важным дополнением в развитии геофизиологии.

Стиль, структура, содержание статьи изложения результатов достаточно научный. Статья снабжена богатым иллюстративным материалом, отражающим процесс образования льда в грунте и морфогенезе. Предложенный подход к теории развития покровных ледников может оказаться полезным при формировании альтернативных взглядов на некоторые вопросы гляциологии, что делает представленные автором статьи результаты весьма интересными.

Однако есть ряд вопросов, в частности:

Автору статьи следовало бы выделить разделы статьи для лучшего восприятия кроме целевой установки указать методы исследования и задачи.

Рисунок 3. Типичный ландшафт АЛЛК следует обозначить более корректно, нет растительности и почв, скорее это типичный облик территории.

Автор статьи следовало поработать над оформлением - рисунок 2 корреляция графиков силы тяжести с особенностям формирования рельефа оцифровать и сделать снова с выделением форм рельефа и наложением силы тяжести, что сделало бы график более наглядным и аргументированным.

Из приведённых автором направлений следует отметить особый интерес к изучению аномально легких грунтов и их динамики в условиях изменения погодно-климатических условий. Возможно, динамика развития будет идти в направлении формирования пористых ледниковых пород, что сделает эти излишни легкие ещё более аномальными с точки зрения силы гравитации.

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

Васильчук Ю.К. — Едома. Часть 2. История геокриологического изучения и исследований стабильных изотопов и радиоуглеродного возраста в первом десятилетии XXI века // Арктика и Антарктика. – 2023. – № 2. DOI: 10.7256/2453-8922.2023.2.40971 EDN: HFYHKS URL: https://nbpublish.com/library_read_article.php?id=40971

Едома. Часть 2. История геокриологического изучения и исследований стабильных изотопов и радиоуглеродного возраста в первом десятилетии XXI века

Васильчук Юрий Кириллович

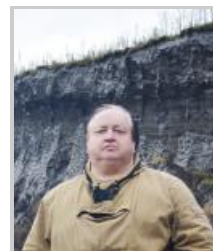
ORCID: 0000-0001-5847-5568

доктор геолого-минералогических наук

профессор, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова (МГУ), географический факультет, кафедра геохимии ландшафтов и географии почв

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

✉ vasilch_geo@mail.ru



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

DOI:

10.7256/2453-8922.2023.2.40971

EDN:

HFYHKS

Дата направления статьи в редакцию:

12-06-2023

Дата публикации:

27-06-2023

Аннотация: Первое десятилетие XXI века в исследовании едомы ознаменовалось широким применением AMS радиоуглеродного датирования, выполняющегося по микровключениям, экстрагируемым непосредственно из повторно-жильных льдов в едоме. Эти исследования вместе с детальным изучением содержания стабильных изотопов выполнялись в МГУ им. М.В. Ломоносова (Ю.К. Васильчук и А.К. Васильчук) на едомных разрезах Ямала, Колымы, Центральной Якутии совместно со специалистами по AMS радиоуглеродному датированию Й. ван дер Плихтом (Гронинген), Й.-Ч. Кимом (Сеул), Х. Юнгнером (Хельсинки) и Л.Д. Сулержицким (ГИН Москва). Начато геохронологическое и изотопное изучение разрезов едомы на западе Таймыра и правобережье Енисейского залива (А.А. Васильев, Е.А. Гусев, И.Д. Стрелецкая и др.). В этот период начали активные исследования участники российско-германской экспедиции

(А.А. Андреев, С. Веттерих, А.Ю. Деревягин, Г. Гроссе, Х.-В. Хуббертен, А.Б. Чижов, Л. Ширрмайстер и др.) едомных разрезов островов Анжу, дельты Лены и арктического побережья Западной Якутии с широким применением радиоуглеродного и изотопного методов. На Чукотке едомные толщи исследовались сотрудниками Анадырской станции (Котов А.Н.). Исследователи из университета Фэрбэнкса (М.З. Каневский, Ю.Л. Шур, Х. Френч и др.) продолжили изучение едомной толщи в тоннеле Фокс, а также едом центральной и северной Аляски. Было начато и интенсивно развивалось радиоуглеродное датирование и изучение мамонтовой фауны, а также стабильных изотопов канадскими учеными (К. Бёрн, Д. Фрез, Г. Зазула и др.) на едомных разрезах Юкона. Стартовало и интенсивно продолжилось изучение палеолитических стоянок в едомных разрезах низовий Яны и Новосибирских островов (В.В. Питулько, Н.П. Павлова и др.)

Ключевые слова:

многолетнемерзлые породы, поздний плейстоцен, повторно-жильные льды, едома, AMS датирование, радиоуглеродный возраст, изотопы кислорода, дейтерий, Сибирь, Аляска и Юкон

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

Введение

Исследования едомы в начале XXI века существенно обогатились за счет широкого применения исследований содержания стабильных изотопов кислорода и водорода в жильных льдах, а также применением AMS датирования микровключений органического материала и CO₂ во льдах жил. Эти исследования были начаты в конце XX века ^[1-4], но в первом десятилетии XXI века они получили новый количественный импульс. Как уже упоминалось в предыдущей части ^[1], первое в мире практически прямое определение возраста едомных повторно-жильных льдов выполнено на основании AMS ¹⁴C датирования микровключений органики, экстрагированной из жил Сеяхинской едомы ^[2,3,4]. Ледяные жилы были датированы по микровключениям и щелочной вытяжке из всей органики, содержащейся во льду: повторно-жильные льды, вскрытые в основании разреза, начали формироваться около 21 тыс. лет назад, а AMS-датировка из верхней части 11 м слоёнки, залегающей в основании разреза показала, что слоенка завершила свое накопление 14,7 тыс. лет назад. ^[2] Впервые удалось подтвердить вертикальную возрастную стратификацию повторно-жильного льда - чем глубже располагается жильный лед, тем древнее радиоуглеродные датировки в нем.

Цель этой статьи - проанализировать наиболее заметные публикации 2000-2009 гг., посвященные исследованиям стабильных изотопов и радиоуглеродному датированию едомных толщ в российской и североамериканской Арктике.

Арктическая российская едома

Едома севера Западной Сибири и Таймыра

Поселок Сеяха, восточное побережье п-ова Ямал. Исследованная едомная толща вскрыта в обнажении третьей лагунно-морской террасы на восточном побережье п-ова

Ямал в устье р.Сеяха (70.157364° с.ш., 72.569100° в.д.). Обнажение детально исследовано в 1978-79, 1996 и 2016 гг.^[3] Это было первое изучение типичной едомной толщи в западной части Сибири.^[5] По сборам 1979 г. получен ряд радиоуглеродных датировок по торфу из вмещающих отложений,^[5] который показал, что 11 м сингенетически промерзших осадков в основании разреза накопились, примерно, в течение 7,5 тыс. лет, т.е. скорость накопления составила около 1,3 м в 1 тыс. лет. Повторный отбор образцов в 1996 г. также подтвердил, что скорость накопления осадков была определена правильно: в интервале 29,5–22,8 тыс. лет накопилось 8,5 м осадка, т.е. скорость накопления была около 1,2–1,3 м в 1 тыс. лет, а в интервале 22,8–11,6 тыс. лет назад накопилось 11 метров осадка – скорость была 1 м в 1 тыс. лет.^[6-9] Скорость накопления осадков и их возраст были использованы для непрямого датирования ледяных жил и изотопно-кислородных диаграмм по ним. Более точные возрастные определения получены по сборам 1996 г. при прямом радиоуглеродном датировании органики, экстрагированной непосредственно из повторно жильного льда, с использованием техники ускорительной масс-спектрометрии.^[2-4] Ледяные жилы датированы по микровключениям и щелочной вытяжке из всей органики, содержащейся во льду. Для двух верхних образцов щелочная вытяжка оказалась старше. Это может быть, скорее всего, объяснено загрязнением льда жил древней тонкой органической пылью. Напротив, AMS-датировки щелочного экстракта и микроорганики в нижнем образце почти идентичны. Скорее всего, что природные условия формирования ледяных жил нижней стадии были менее подходящими для загрязнения более древним материалом, поскольку вокруг все было покрыто плотным покровом тундровой растительности и торфяниками. Таким образом, при формировании льда нижней стадии только вновь формирующийся органический материал мог проникать в морозобойные трещины. Этим и объясняется идентичность AMS-дат по микроорганике и по щелочной вытяжке в нижнем образце. Фациальные условия, вероятно, существенно изменились на второй и третьей стадиях, когда ледяные жилы формировались в условиях пляжа. Органический материал, который проникал в морозобойные трещины, частично поступал с песчаных пляжей, из песка с высокой концентрацией древней органики. Подтверждением этого может служить высокая концентрация переотложенных доплейстоценовых пыльцы и спор в верхней части разреза, как в отложениях, так и в ледяных жилах. Основываясь на данных датирования органики из вмещающих отложений, Ю.К. Васильчук ранее^[9] предположил, что ледяные жилы, обнажающиеся в основании разреза, начали формироваться около 27 тыс. лет назад. Это, скорее всего следствие неполного учета возможностей переотложения древней органики при накоплении синкриогенных отложений. AMS-даты показали, что повторно-жильные льды, вскрытые в основании разреза, начали формироваться около 21 тыс. лет назад. Имея данные прямых определений возраста из льда жил от 14 до 21 тыс. лет, Ю.К. Васильчук смог уточнить, что, некоторые образцы были все же несколько больше обогащены древним органическим материалом. Сделаны существенные выводы: а). AMS-датировки показывают, что впервые прямо подтверждена субгоризонтальная возрастная стратификация повторно-жильного льда, сформировавшегося путем последовательного проникновения талой воды вместе с накоплением осадков на поверхности. Временной интервал активного формирования ледяных жил в этом разрезе установленный, как прямым, так и непрямым способом и оказался одним и тем же. Отбор льда из ледяных жил для детальных изотопно кислородных и дейтериевых определений производился с интервалом 2-3 образца в 1 м. Образцы отбирались как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в 72 образцах варьируют от -25,0 до -20,4‰ (среднее значение $\delta^{18}\text{O} = -23,31\text{‰}$). Дейтерий анализировался в 10 образцах,

величина $\delta^{2}\text{H}$ колеблется от -189 до $-153,3\text{‰}$ (среднее значение $\delta^{2}\text{H} = -175,55\text{‰}$). Соотношение $\delta^{2}\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ строго линейно коррелирует с линией метеорных вод, что подтверждает атмосферное происхождение воды - источника повторно-жильного льда. В современных ледяных жилах величина $\delta^{18}\text{O}$ варьирует от $-16,6$ до -18‰ , а значения $\delta^{2}\text{H}$ составляют около -130‰ , т.е. современные жилы изотопически более тяжелые. Значения среднезимних палеотемператур реконструированы с помощью ранее выведенных простых соотношений^[10]. Выполненные палеорекострукции показали, что время формирования прямо датированных по радиоуглероду ледяных жил на востоке полуострова Ямал (по крайней мере, 22-14 тыс. лет назад) характеризовалось существенно более суровыми зимами – среднеянварские температуры были холоднее современных на $6-9^{\circ}\text{C}$.

Поселок Харасавэй, западное побережье п-ова Ямал. Ю.К. Васильчук^[11] охарактеризовал повторно-жильные льды Харасавэйского участка. В пределах Харасавэйского участка широко распространены повторно-жильные льды, встречающиеся как в плейстоценовых отложениях третьей террасы, так и в голоценовых толщах первой террасы, на поймах рек, на морской лаиде и в торфяниках. Повторно-жильные льды высотой более 5-6 м в верхней части разреза третьей террасы в районе пос. Харасавэй показаны Н.Ф.Григорьевым^[12]. М.А.Великоцкий и Ю.В.Мудров^[13] также описывают повторно-жильные льды в верхней части суглинистой толщи третьей террасы на Харасавэйском побережье Ямала. Ширина ледяных жил вкrest простираения (в их верхней части, ниже слоя сезонного протаивания) около 0,7-0,9 м, вертикальная мощность около 5-6 м.

Станция Марресале, западное побережье п-ова Ямал. В 4,6-4,7 км южнее станции Марресале (на западном побережье Ямала, примерно в 150 км от мыса Харасавэй) С.Л.Формэн и В.Н.Гатауллин с соавторами^[14] встретили крупные повторно-жильные льды. Отложения, названные ими варьяхинским торфяником, перекрывают суглинистую толщу с валунами (названную карским диамиктоном), кровля которой находится на высоте 2-4 м над уровнем моря. Мощность этого варьяхинского торфяника достигает 2 м. Его перекрывают слой песка (оленьи пески) мощностью около 1 м и более мощная – до 3 м – толща песков (названная байдарацкими песками). Всю толщу оленьих песков и варьяхинского торфяника пронизывают сингенетические ледяные жилы, головы которых залегают на глубинах 5-6 м, а хвосты уходят в базальный слой оскольчатого суглинка, общая высота жил составляет более 4 м. Торф, слагающий торфяник, хорошо сохранившийся, волокнистый; преобладающим видом является сфагнум, содержание минеральных частиц не превышает 20%. Песчано-супесчаные прослои прослеживаются на расстоянии десятков метров по горизонтали и могут содержать до 20% торфа. Фрагменты растений из варьяхинского торфяника датированы по радиоуглероду в 33-25 тыс. лет. Дополнительно был определён IRSL-возраст полиминеральных вытяжек из синхронных растительным остаткам отложений: варьяхинского торфа и супеси. Он составляет примерно 36-45 тыс. лет. Вероятнее всего, этот варьяхинский торфяник формировался в диапазоне 33(30)-25 тыс. лет назад, т. е. в том же временном диапазоне, что и отложения третьей террасы на Харасавэйском побережье. В течение этого периода наиболее активно росли сингенетические повторно-жильные льды, о чем убедительно свидетельствует прямое датирование органического материала, извлечённого из жильного льда - 29860 ± 720 лет (AA-26937).^[14] Вероятнее всего, жилы формировались преимущественно в субаэральных условиях низкой или высокой лайды (поймы), но, во всяком случае, не на леднике или под ним, т. е. во время

формирования жил на данной территории исключено распространение покровного ледника. Маловероятно, чтобы он перекрывал этот жильный массив и в течение накопления вышележающих байдарацких песков, так как при этом жильные льды были бы существенно деформированы. А байдарацкие пески формировались уже в самом конце позднего плейстоцена, судя по ряду радиоуглеродных дат (от 16,3 до 12,2 тыс. лет назад)^[14]. Следовательно, можно с большой долей уверенности говорить о том, что в районе Марресале в период от 33 (30) до 12-10 тыс. лет назад покровное оледенение отсутствовало. Это даёт основание считать, что и на территории Харасавэйского района в этот период ледник не распространялся, а сохранялись субаэральные-субаквальные условия, благоприятствующие развитию сингенетических повторно-жильных льдов.^[11]

Западное побережье Енисейского залива и Западный Таймыр. И.Д. Стрелецкая и А.А. Васильев^[15] охарактеризовали изотопный состав повторно-жильных льдов Западного Таймыра. Криолитологические особенности разрезов показывают различные условия формирования ледового комплекса: при участии склоновых, аллювиальных и эоловых процессов. Значения $\delta^{18}\text{O}$ позднеплейстоценовых жил в среднем на 6‰ ниже голоценовых, что позволяет предположить крайне суровые климатические условия их формирования. Льды мощностью 10-12 м начали формироваться в конце позднего плейстоцена и занимали часть осушающегося шельфа. В это же время формировались повторно-жильные льды второй террасы р. Енисей, долина которой выдвигалась далеко на север. Сингенетические повторно-жильные льды, вскрывающиеся в 15-метровых береговых обрывах второй террасы в районе п/с Сопочная Карга (71°88' с.ш., 82°68' в.д.), характеризуются более легким изотопным составом (средние значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ изменяются в сравнительно узких диапазонах -24,8 – -24,5‰ и -191,2 – -187,5 ‰, соответственно) по сравнению с голоценовыми повторно-жильными льдами. По изотопным параметрам данные повторно-жильные льды близки к позднеплейстоценовым сартанским повторно-жильным льдам, изученным А.Б. Чижовым и А.Ю. Деревягиным с соавторами в районе озер Лабаз^[16] и Таймыр^[17].

Сингенетические повторно-жильные льды на склонах водораздельных уровней в районе устья р. Крестьянка также характеризуются более легким по сравнению с голоценовыми жилами изотопным составом и близки по содержанию к повторно-жильным льдам в береговых обрывах второй террасы. Средние значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ изменяются в диапазонах от -23,5 до -22,0 ‰ и от -179,7 до -167,7 ‰, соответственно. В пределах одной жилы не наблюдается изменений изотопного состава льда как по вертикали, так и от центра жилы к краям.

Изотопный состав двух сингенетических жил в разрезе ледового комплекса в районе пос. Диксон по данным И.Д. Стрелецкой и А.А. Васильева^[15] различается почти на 7‰, тогда как в пределах одной жилы вариации изотопного состава незначительны. В лишенном примесей молочно-белом льду более крупной жилы диапазон изменений значений $\delta^{18}\text{O}$ составил 2,5‰: от -26,8 до -24,3 ‰ (значения d_{ex} изменяются от 8,4 до 9,7‰), здесь же отмечается незначительное облегчение изотопного состава льда по глубине и от центра к краям, отражающее, по мнению И.Д. Стрелецкой и А.А. Васильева^[15], климатические изменения в процессе формирования льда, смену холодных условий на более теплые. На основе полученной Ю.К. Васильчуком^[9,10] простой линейной зависимости между средней температурой января и изотопным составом кислорода в повторно-жильных льдах была определена средняя температура января во время формирования ледового комплекса: январские температуры в районе

Диксона (73°31' с.ш., 80°34' в.д.) понижались до -40 ± 3 °С. Это примерно на 12-15°С ниже среднеянварских температур воздуха за весь период наблюдений с 1917 г. (по данным метеостанции Диксон ее величина составляет $-25,5$ °С). Расчет среднеянварской температуры воздуха по той же формуле показал, что для восточных районов Таймыра (район м. Саблера), зимние температуры 18 тыс. лет назад были такими же суровыми или немного ниже. [\[17\]](#)

В монографии Д.Ю.Большакина [\[18\]](#) отмечается, что на мысе Саблера сингенетическое промерзание отложений с циклическим осадконакоплением материала, который выносила река Верхняя Таймыра, происходило здесь несколько раз в течение 40 тыс. лет. Фазы размыва и аккумуляции чередовались друг с другом. Анализ более 50 радиоуглеродных датировок озерно-аллювиальных отложений и торфов показал, что осадконакопление происходило с перерывами, отмечавшими понижение уровня озера. При более пристальном взгляде на строение толщи мыса Саблера Д.Ю.Большакин [\[18\]](#) отметил, что толща частично состоит из перевернутых блоков пород, которые вносят беспорядок в нормальное распределение радиоуглеродных датировок. Он связал это с тем, что изучение разрезов происходило по расчищенным стенкам байджарахов, которые перемещаются вниз по крутому склону, а иногда даже переворачиваются. В настоящее время колебания уровня в озере в течение года достигают 10 м. В период межени – зимой – большая часть озера свободна от воды и покрыта снежным покровом или легшим на грунт льдом. В это время накопившиеся в течение лета отложения активно промерзают. Довольно большая скорость летнего осадконакопления в западной части озера обусловлена впадением реки Верхней Таймыры и осаднением здесь органоминеральных осадков. Когда уровень озера падает очень низко, а последнее очень низкое стояние уровня отмечено в 1997 г., дно озера представляет собой полигональную поверхность с морозобойными трещинами, в которых формируются ледяные жилы. Именно такая модель осадконакопления и формирования мощных сингенетических ледяных жил и принята в работе Д.Ю.Большакина [\[18\]](#) для объяснения формирования ледового комплекса пород мыса Саблера. Свидетелями относительно низкого стояния вод в бассейне озера являются торфяники, найденные в толще. Вся едомная толща – это переслаивание супесчано-песчаного материала и растительных остатков, приносимых рекой. «Растительная слоенка» – так названа мелко ритмичная толща переслаивания. Среди этих отложений заметны небольшие, до 20–30 см, прослой торфа, слабо разложившиеся моховые скопления, практически не содержащие минерального материала (менее 5 %). Благодаря тому, что склоны мыса довольно крутые, а блоки байджарахов наклонены, моховые «бороды» свисают с крутых склонов байджарахов и создают впечатление большой мощности этих моховых горизонтов. Именно они отражают стадии понижения уровня в существовавшем водоеме, когда поверхность нынешнего мыса Саблера выходила из-под уровня затопления и на ней формировались торфяные горизонты, состоящие почти целиком из влаголюбивых мхов. Последующие накопления «слоенки» над горизонтами торфов означают, что поверхность вновь уходила под уровень озерного бассейна. Таким образом, время накопления торфяных горизонтов является временем понижения уровня озера Таймыр и временем наибольшего промерзания накопившихся отложений. Мерзлотное строение отложений мыса Саблера, для которого характерны 3 яруса ледяных жил, подтверждает построенную модель формирования пород ледового комплекса. Одной из самых значительных особенностей озера Таймыр является то, что оно способно из-за очень незначительной высоты своего расположения (5 м над уровнем моря) быстро откликаться на колебания уровня моря, с которым его связывает протока – река Нижняя Таймыра.

Основные закономерности хода колебаний уровня в озере Таймыр, согласно Д.Ю.Большакину^[18] сводятся к следующему:

1. Первый из рассматриваемых отрезков времени – каргинское время, когда высокий уровень озера был обязан каргинской ингрессии моря. В то время – 40–24 тыс. лет назад – озеро Таймыр было частью глубоко вдававшегося в сушу эстуария. Подпор морем пресных вод был характерен для всего полуострова. В частности, река Пясино до озера Пясино также была эстуарием. Об этом свидетельствует находка скелета оленя под отложениями пресноводного водоема в истоках реки Пясины. Его радиоуглеродный возраст составляет $41\,900 \pm 1\,380$ лет (ЛУ-3953). Эстуарий озера Таймыр соединялся с эстуарием реки Пясины по долинам рек Тарей и Аятари, высота водораздела между которыми даже сегодня менее 25 м. В то время озеро Пясино было связано с озером Таймыр этой водной системой. Не исключено, что именно во время каргинской ингрессии в озеро Таймыр из реки Енисей попали формы байкальской и морской гидрофауны.

2. В сартанское время (21–17 тыс. л.н.) уровень озера также был высок, несмотря на то, что базис эрозии находился на очень низком положении благодаря значительной регрессии приемного водоема – Карского моря. В это время озеро было подпружено ледниковой плотиной местного ледника, перегораживавшего долину реки Нижней Таймыры в районе притока реки Шренк. Следы этого местного пассивного оледенения обнаруживаются согласно Д.Ю.Большакину^[18] по обеим сторонам долины реки Нижней Таймыры. А следы подпрудного бассейна, кроме продолжения накопления осадков в районе мыса Саблера, хорошо доказываются наличием отложений палеоделты, которая в подводных условиях формировалась в результате стока воды и наносов в подпруженный водоем со стороны реки Черные Яры. В настоящее время палеоделта обнаружена на левом берегу реки Нижней Таймыры перед впадением в нее реки Черные Яры.^[18]

3. После 16,8 тыс. л.н. уровень озера катастрофически упал до отметок гораздо ниже современного дна озера Таймыр. Это подтверждают и осадки из скважины, пробуренной в центре озера. Катастрофический спуск подпруженного водоема произошел вследствие прорыва ледяной дамбы и вызвал переуглубление отдельных частей долины реки Нижней Таймыры.^[18]

Едома севера Якутии

Разрез Дуванный Яр. Ю.Васильчук, вместе с А.Васильчук повторно исследовал в 1999 г. разрез Дуванный Яр (68.616667° с.ш., 159.133333° в.д.), по результатам этих полевых работ получены новые, прежде всего изотопные и радиоуглеродные данные ^[19,20] среди которых выделяются AMS датировки, полученные непосредственно из повторно-жильных льдов ^[21-24]. Существуют две явно выраженные части разреза: верхние 15–20 м с незначительным содержанием органического материала, пригодного для датирования и нижние 25–35 м, обогащенные органическим материалом. Здесь органика концентрируется в виде 2–3 горизонтальных линз и прослоев мощностью до 0,5 м. В нижней части разреза обычно вскрываются три или четыре горизонта оторфованных отложений со значительной примесью аллохтонной органики. Отложения сильнольдистые. В верхней части отложения менее оторфованы, однако содержат сингенетические повторно-жильные льды. Лдьистость с учетом текстурообразующего льда достигает 50%. В нижней части разреза ледяные жилы широкие (до 2–3,5 м шириной), расстояние между ними 10–15 м, а в верхней части разреза они узкие (до 1–1,5 м), расстояние между жилами здесь сокращается до 4–6 м. В верхней части

встречены и совсем узкие (0,5-1 м шириной), короткие (4-5 м высотой) захороненные жилы, перекрытые серым суглинком. Лед этих жил серого цвета с большими пузырьками воздуха и вертикальными прослоями серой супеси. Крупные жилы часто имеют плечики на уровне торфяных горизонтов. Эти плечики варьируют от явно выраженных до едва заметных изгибов. В верхней части разреза плечики располагаются на тех же уровнях, что и головы небольших ледяных жил. Двучленное строение разреза позволяет говорить о двух макроциклах формирования Дуваноярской толщи (ранее отмечено, что двучленная макроцикличность характерна и для других североякутских разрезов.^[9] В пределах этих макроциклов, как уже сказано, выделяются мезоциклы, отмеченные горизонтами, обогащенными органикой, мощностью около 1 м, которые сформировались в субаэральных условиях. Горизонты супеси с низким содержанием органики (мощностью 3-5 м), разделенные органическими горизонтами, сформировались в субаквальных условиях. Во время субаэральных стадий происходил быстрый рост ледяных жил, во время субаквальных стадий рост жил приостанавливался. Скорее всего изменение скорости роста повторно-жильных льдов было обусловлено не колебаниями климата, а сменой субаэральных и субаквальных режимов. Ю.К. Васильчуком^[24] доказано генетическое разнообразие, т.е. гетерогенности едомной толщи Дуванного Яра и неодновременности формирования, т.е., гетерохронности ее различных частей не только по вертикали, но и по простиранию, на основе изучения криогенного строения всего массива и сопоставления, полученных ранее результатов радиоуглеродного датирования с новыми (включая AMS ^{14}C даты - полученные с помощью ускорительной масс-спектрометрии) датировками микровключений органики, щелочных вытяжек и спорово-пыльцевого концентрата, экстрагированных непосредственно из сингенетических позднеплейстоценовых повторно-жильных льдов. Это позволило предложить принципиально новую версию строения, возраста и условий формирования исследуемого позднеплейстоценового полигонально-жильного комплекса.

Некоторым исследователям довелось встретить в разрезе Дуванного Яра до 3 и даже 4 разнообразных генераций ледяных жил, отличающихся по ширине, высоте и условиям залегания. Другие описывают только один вид мощных столбообразных жил непрерывной высотой более 20 м в обнажении. В одних описаниях можно обнаружить указание на то, что в разрезе вскрыты только тяжелые супеси, а в других - что встречены даже горизонты песков с мелким гравием. Есть описания, в которых упомянут мощный горизонт торфа в нижней части обнажения. Собственно, именно этот горизонт торфа на высоте 8-10 м над уровнем моря (т.е. приблизительно в 4-6 м над урезом р.Колымы) послужил одним из первых хронологических реперов для привязки Дуваноярского ледового комплекса. По нему Т.Н.Каплиной была получена^[25] уверенная радиоуглеродная датировка 36900 ± 500 лет (МГУ-469), в корректность которой вследствие ее, как тогда казалось, слишком молодого возраста отказались верить даже Т.Н. Каплина, эту датировку получившая. Так как было принято считать, что начало формирования Дуваноярской едомы значительно превышает 50-100 тыс. лет. В работах, специально посвящённых анализу всех имеющихся в настоящее время радиоуглеродных датировок Дуваноярской едомы, Ю.К. Васильчук показал^[19,20,24], что именно эта датировка, полученная по очень чистому торфу, существенно ближе к истинному возрасту подошвы отложений едомы Дуванного Яра, чем большинство более древних датировок, полученных позднее с той же высоты. Наряду с проблемой датирования нижней временной границы Дуваноярского ледового комплекса, одной из сложных задач является и определение времени завершения его формирования. Ввиду того, что вскрытие разреза различно в те или иные годы верхняя его кромка сильно варьирует по высоте от 49-50 м до 44-46 м и даже до 37 м. Эта неодинаковая высота

обнажения во многом является результатом первичной неровности поверхности рельефа Дуванной едомы, а не только голоценовой аласной переработки, как обычно считается (нам думается, что также активна была и позднеплейстоценовая аласная переработка рельефа едомы). Важно подчеркнуть, что и подошва, и кровля едомного массива имеют выпуклую форму. Подстилающие подъездные синие суглинки выпукло поднимаются к центру на 7-8 м ^[25], в центральной части обычно также отмечены более высокие отметки поверхности самой едомы. ^[19,20] Попытки хронологической привязки подошвы и кровли едомы Дуванного Яра обычно завершались признанием невозможности точного датирования из-за кажущегося хаоса дат. Одним, из ошибочных посылов, было то, что весь Дуваннойский массив считался одним целым, – имеющим единый генезис и уменьшающийся вверх возраст вследствие горизонтального напластования слоев. Все эти факторы в немалой степени предопределили существенный разброс в оценках датирования времени начала и завершения накопления Дуваннойского ледового комплекса. В 70-е годы Ю.В.Кузнецовым на высоте 43 м над уровнем моря получена дата 17,8 тыс. лет. Ю.К.Васильчук и Л.Д.Сулержицкий ^[19] через 10 лет датировали кость лошади на высоте 45 м в 19,4 тыс. лет (ГИН-3868). А ещё 10 лет спустя С.В.Губин по почвенному горизонту получил AMS датировку 13 тыс. лет в верхней части разреза. ^[26] Учитывая возможность длительной сохранности органического материала в мерзлом состоянии, а также его неоднократное переотложение в результате термоэрозионного и термоабразионного размыва более древних отложений и выноса материала во вторичное переотложение в более молодые осадки, Ю.К.Васильчук пришёл к выводу, что более достоверными являются наиболее молодые датировки из серии дат в каждом слое разреза ^[19,20,24]. Таким образом, судя по датировкам органики из вмещающих отложений Ю.К.Васильчук определил ^[24], что завершение формирования ледового комплекса, вскрытого на высотах 40-45 м, произошло 14-13 тыс. лет назад. Этот тезис о предпочтительном использовании наиболее молодых датировок из серии дат с одной и той же глубины прекрасно подтвердился в 2001 г., когда удалось датировать разные фракции макроостатков органики, полученных из одного и того же образца, отобранного в 1985 г. и датированного стандартным способом в 42,2 тыс. лет. После деления образца на фракции разного облика, оказалось, что одна из них – черные остатки органики – оказалась на 3 тыс. лет древнее, чем смесь, а две другие белые веточки и остатки трав моложе на 2 и 5 тыс. лет соответственно. ^[20] Более уверенное датирование стало возможно, когда стали применять AMS радиоуглеродные возрастные определения ^[19-22] для прямого датирования микровключений органики в повторно-жильных льдах, полученных в результате детального опробования разреза Дуванного Яра. Получено более 20 AMS¹⁴C датировок микровключений органики, экстрагированной непосредственно из повторно-жильных льдов в разных по простиранию частях разреза Дуванного Яра. ^[22,23] О значительном участии во льду жил переотложенной органики свидетельствует датирование образца из узкой ледяной жилы – по микровключениям органики 26,6 тыс. лет назад и 31 тыс. лет назад по щелочной вытяжке. Такие узкие жилы чаще указывают на большее обводнение полигонального массива, в пределах которого они формируются, и, следовательно, их нередко может питать не только вода талого снега, но и поверхностные воды, с которыми попадала и размываемая древняя органика. На заметное участие переотложения указывают и заведомо удревленные датировки спорово-пыльцевого концентрата, экстрагированного из жил ^[24]. Ю.К.Васильчук предположил ^[24], что выпуклость кровли едомы Дуванного Яра представляет собой не что иное, как террасированность Омолон-Ануйского едомного массива. Это, вероятнее

всего, связано с палеогеографическими особенностями формирования этой едомной толщи. Обычно принято считать, что в пределах единого едомного массива осадконакопление происходит последовательно сразу по всей площади массива и формируется нормальная стратификация массива, когда отложения снизу-вверх по всему профилю становятся моложе. В столь протяженном (многие километры по простиранию) вскрытом обнажении Дуваный Яр массиве, это практически нереально, в течение всего времени формирования полигонально-жильного комплекса. В толще можно выделить крупные фрагменты: макро- и мезоциклиты. К макроциклитам можно отнести существенно различные по строению верхнюю и нижнюю части едомы в центральной части массива, и несколько отличающиеся от них по составу и криогенному строению периферийные части массива. Мезоциклиты представлены неоднократным переслаиванием литологических пар: серой супесью (мощностью 3-4 м), перекрытой оторфованной коричневой супесью или торфяными горизонтами (0,7-1 м).^[24] Как макро-, так и мезоциклиты отражают сравнительно длительную историю формирования Дуваноярского массива, неодинаковую в центральной и периферийной его частях. Относительно длительное время отложения здесь накапливались в субаквально-субаэральной обстановке, скорее всего это был смешанный аллювиально-озерный водоем, типа современных соров или огромного мелководного озера (или системы озер) на пойме. Ю.К.Васильчуку^[24] представляется вполне вероятным следующий сценарий формирования Дуваноярской едомы. На стадии уже первичного промерзания под обширным мелководным водоемом типа река-озеро сформировалось обширное льдистое ядро, которое способствовало некоторому выпучиванию в центральной части едомного массива. Такое антиклинальное строение подошвы (хотя и менее масштабное) нередко можно встретить под аласными котловинами на Колымской низменности, выпуклость антиклинали достигает 2-4 м. Мезоциклическое озерно-болотно-речное формирование толщи, начиная с 37 (41)-31 тыс. лет назад в течение нескольких тысяч лет привело к образованию повторно-жильного комплекса в основании едомы в центральной части массива, судя по образцу в нижней части нижней жилы датированному 40,6 тыс. лет. В течение этой первой фазы и впоследствии субаквальные условия неоднократно прерывались длительной фазой субаэрального болотно-пойменного (здесь можно говорить о поймах как озерных, так и аллювиальных, их сочетание повсеместно встречается и сейчас на пойме Колымы) осадконакопления с активным ростом ледяных жил. Однако это прерывание субаквального режима не было повсеместным в пределах всего массива. В одних местах накапливались болотно-пойменные оторфованные горизонты, в других продолжалось накопление почти лишенных органики супесей. Поэтому горизонты повышенной оторфованности залегают большими, но прерывистыми линзами. Надо подчеркнуть, что первичное накопление слоев было не строго горизонтальным, а всегда наклонным в сторону миграции кромки водоема, поэтому высотные отметки одного и того же слоя могут различаться на несколько метров. При этом наклон слоев относительно современного вскрытого залегания достаточно произвольный и вглубь обнажения может наблюдаться как подъем, так и снижение положения одного и того же слоя по мере вскрытия, гораздо реже можно встретить постоянную высоту залегания слоев вглубь обнажения. Затем приблизительно в период от 31 до 24 тыс. лет назад могло произойти выпучивание на несколько метров в центральной части (возможно, в результате локальных неотектонических движений, которые в районе Дуваного Яра были весьма активны, судя по сложному характеру разломов, выявляемых по рисунку гидросети и по аэро-космоснимкам, показатель этого и частое циклическое переслаивание субаквальных и субаэральных фаций в едомном комплексе) и осушение массива (завершение макроцикла I). В результате этого на большей части Дуваноярской едомы рост жил

первого макроцикла прекратился. Характер осадконакопления в завершающий этап формирования в разных частях едомного массива заметно отличался. В наиболее высокой центральной части едомы (имеющей сейчас высоту более 50 м) осадконакопление вероятно завершилось раньше, вследствие того, что эти участки вышли из-под воды. Поэтому в приповерхностной части центрального фрагмента Дуваноярского массива сформировались более древние едомные горизонты. В верхнем фрагменте центральной части едомы вероятно из-за периодически возобновлявшегося почвообразования и торфонакопления активно формировался более молодой повторно-жильных комплекс макроцикла II, вначале сингенетически, в пределах вероятно сохранившегося здесь озерно-болотного водоема. В этот же период начался активный размыв и переотложение материала в периферийных частях едомного массива и накопление едомной толщи макроцикла II. Накопление этого фрагмента хронологически совпадает с образованием на этих же высотах в нескольких километрах севернее едомной толщи Бизон, жилы в котором также датированы методом AMS. В пониженные периферийные части осуществлялся больший вынос размываемого материала, поэтому здесь чаще встречается переотложенный органический материал, судя по почти хаотическому распределению датировок в этих отложениях. Скорость накопления едомных толщ и вертикального прироста жильных льдов здесь была очень значительной – вероятно значительно больше 2-3 м в 1000 лет. Это привело к образованию мощных ледяных жил. Около 23-24 тыс. лет назад озёрный водоем из центральной части массива возможно вследствие дополнительного поднятия мигрировал, сместился эксцентрически или опоясал полукольцом и абрадировал наиболее возвышенный центральный купол с узкими ледяными жилами второго макроцикла, где дополнительный прирост жил мог ещё продолжаться, но уже эпигенетически, судя по единичной датировке жильного льда в 19 тыс. лет. В результате частичной переработки материала центрального купола, этот озерно-аласный водоем выработал террасовидный уступ в склоне, где и накопился более молодой материал, образовав террасо-едому (здесь все датировки во льду моложе 25 тыс. лет) и сформировались наиболее молодые (возрастом 16-14 тыс. лет и моложе) повторно-жильные льды (макроцикл III). Эти едомные толщи залегают по периферии более древних и гипсометрически ниже их (на высотах 40-45 м) и являются, таким образом, своеобразными более молодыми террасами (или террасо-едомами). Предложенный сценарий, как представляется автору [\[23\]](#), объясняет многие разногласия, возникшие на ранних этапах датирования комплекса, когда на одних и тех же высотах, особенно в верхней части разреза были получены существенно различавшиеся радиоуглеродные датировки. Напомним, что нижнюю часть едомы Дуванного Яра многие датировали даже средним плейстоценом. Естественно, что в большой мере это связано с длительной сохранностью органики и возможностью ее неоднократного переотложения. Частично в этом "повинна" и сложная история последовательного формирования едомы Дуванного Яра, происходившая по сходному с террасообразованием типу, когда более древние отложения залегают гипсометрически выше, чем более молодые. Это относится и к нижним частям разреза, где раньше произошло осушение, вследствие выпучивания промерзавших сильновлажных отложений и раньше началось сингенетическое образование жильных льдов; и к верхним частям разреза, где также вследствие более раннего окончательного перехода в субэаральный режим в центральной части уже закончилось формирование ледяных жил, а в более обводненных окружающих сниженных частях сингенетического формирование жильных льдов продолжалось на гипсометрически более низких отметках. Отметим, что таких сниженных более молодых вкладок-террас может быть и более.

Новые ^{14}C -датировки микровключений разнообразной органики изо льда жил и

критический анализ более 80 ранних радиоуглеродных датировок [19-24] позволили впервые продемонстрировать вертикальную и латеральную гетерохронность (т.е. залегание в разных частях разреза на одной и той же высоте толщ, отличающихся по возрасту на 10-20 тыс. лет, и расположение более молодых террасовидных фрагментов гипсометрически ниже, чем более древние купола) и гетерогенность едомного массива Дуванного Яра (т.е. представляющего собой совокупность толщ и линз аллювиального, озерно-аллювиального, озерного и болотного генезиса в едином едомном комплексе). Такое сложное гетерогенное и гетерохронное строение крупных разрезов по простиранию присуще не только Дуванному Яру, мы сталкивались с аналогичными проблемами при исследованиях протяженных куполообразных массивов: Сеяхинской едомы на Обской губе, обнажения едомы на западном побережье о.Айон, Ледовый обрыв на р.Майн и др., которые также, скорее всего гетерохронны и генетически неоднородны по простиранию. Поэтому методологически неверно совмещать и "надстраивать" различные фрагменты таких разрезов по вертикали, в тех случаях, когда они не вскрыты единым обнажением и фактически не залегают один над другим (если, конечно, детальным датированием не доказано обратное). Автор предположил [23], что более простое и относительно однородное строение едомных массивов присуще менее обширным и более выровненным с поверхности массивам (таким как Каретовская едома в районе Плахинского Яра, едомная часть Алешкинской террасы, разрез Бизон в устье протоки Лакеевская в низовьях Колымы и др.).

Ю.К.Васильчуком с коллегами [19,23,24] начата разработка стратегии радиоуглеродного датирования позднеплейстоценовых сингенетических повторно-жильных льдов и точная привязка во времени диаграмм распределения стабильных изотопов с использованием AMS датирования микровключений органического материала, экстрагированного непосредственно из ледяных жил. [22,23] Для AMS датирования использовались маленькие образцы воды из льда (массой до 40 г., в которой примесь органики составляла не менее 0,5-1 мг), которые Ю.К.Васильчук отбирал в период с 1983 по 1991 г в Якутии и по которым были получены подробные изотопно-кислородные диаграммы из четырех разрезов - трех в низовьях р.Колымы: Зеленый Мыс, Дуванный Яр, Плахинский Яр и одного - Мамонтовой Горы на Алдане. Привязка всех указанных разрезов первоначально была выполнена с помощью радиоуглеродного датирования разнообразной органики из вмещающих отложений и как показало прямое датирование органики из льда в основном это было выполнено корректно, но в последнем случае новые результаты принципиально изменили представление о возрасте жил Мамонтовой Горы.

Разрез у пос. Зеленый Мыс в низовье на правом берегу р. Колымы (69.293070° с.ш., 158.192652° в.д.) был изотопически детально изучен одним из первых. [9] Мощные повторно-жильные льды пронизывают всю 36-метровую супесчаную толщу разреза. Время формирования жил, судя по датировкам из рассеянных корешков и из погребенного почвенного горизонта близ дневной поверхности (13500 ± 160 лет) – было оценено Ю.К.Васильчуком от 45 до 13 тыс. лет. Полученные три AMS датировки непосредственно из льда [23] с абсолютной точностью подтвердили время окончания накопления жил – 13 тыс. лет назад. Две другие даты из льда немного древнее, чем следует из сопоставления с вмещающими отложениями, что, очевидно, является результатом частичного привноса в лед жил более древнего органического материала. Но все же и эти даты в целом вполне укладываются в общий временной диапазон формирования верхней части этого жильного комплекса.

Разрез Плахинского Яра на левом берегу колымской протоки Стадухинская (68.678800° с.ш., 160.285200° в.д.) вскрывает сравнительно небольшое обнажение высотой около 14 м, сложенное сильно опесчаненной супесью, с включениями растительных остатков.^[9] Облик ледяных жил здесь заметно отличается от вышеописанных. Ширина жил в верхней части обнажения 1–1,5 м, они располагаются на расстоянии 3–4 м друг от друга. Несмотря на сравнительно малое количество органики (главным образом в основании разреза и рассеянно в средней части толщи), удалось датировать начало образования видимой части разреза – около 30–27 тыс. лет назад, а завершение не позднее 15–16 тыс. лет назад.^[27, стр. 392] Полученная на глубине 4 м AMS датировка из льда 17390 лет^[23] в полной мере подтвердила правильность этого датирования. Особое внимание вызвало почти полное соответствие изотопных данных полученных Ю.К.Васильчуком^[9] и позднее японскими исследователями под руководством М.Фукуды^[28] из средней части жил, хотя отбор и анализа были выполнены с интервалом в 10 лет. Это указывает на отсутствие значительных пропусков в изотопной кривой и на ее хорошую воспроизводимость.

Разрез Бизон. Ю.К.Васильчук с А.Васильчук^[29-32] исследовали в 1999 г. разрез Бизон (69.366667° с.ш., 115.566667° в.д.), который расположен на правом берегу р. Колымы, ниже Дуванного Яра по течению, в устье протоки Лакеевская. Разрез представлен преимущественно супесчаными отложениями с прослоями органики в виде линз мощностью до 0,5 м. В цирке протяженностью 200 м и высотой около 20 м обнажаются сингенетические ледяные жилы вертикальной мощностью до 9 м, шириной в верхней части до 2–2,5 м. Лед жил серый, с крупными пузырьками воздуха и прожилками серой супеси, иногда встречаются вертикальные прослои молочно-белого льда. Для определения времени формирования ледяных жил были отобраны большие образцы – весом до 30 кг льда. Семь образцов из этого разреза были доставлены в Изотопный центр в Гронингене. Из детально опробованного фрагмента жилы высотой 5 м в коренной стенке, по микроорганике получен возраст льда жил от 26,4 до 32,6 тыс. лет.^[29] В щелочной вытяжке содержится больше более древней органики, попадающей в ледяные жилы, вероятно, по морозобойным трещинам вместе с тончайшей пылью зимой во время сильных ветров, раздувающих снег и оголяющих грунты. Вместе с тем, по данным щелочной вытяжки также получено последовательное возрастание дат с глубиной: в том же 5-метровом фрагменте даты изменяются от 27,7 до 36,3 тыс. лет. Таким образом, можно с большой долей уверенности утверждать, что лед, вскрывающийся коренной стенке обнажения, формировался, по крайней мере, от 33 до 26 тыс. лет. Скорость вертикального роста льда жил здесь не превышала 0,8 м в 1 тыс. лет. Таки образом, с помощью AMS датирования удалось подтвердить вертикальную стратификацию льда в жилах, т.е. подтвердить их сингенетическое накопление, когда более молодой лед, даже при клинообразном внедрении в ранее накопившуюся жилу, оказывается стратиграфически выше, а более древний – ниже. Кроме того, удалось датировать лед по горизонтали и впервые показать, что он накапливается не строго в каком-либо одном направлении, когда можно было бы ожидать закономерное изменение возраста по горизонтали. В этом случае более молодой клин должен был бы залегать в центральной части жилы или, наоборот, отмечалось бы омоложение с устойчивой тенденцией в ту или иную сторону. Однако оказалось, что морозобойное растрескивание и нарастание льда жил может происходить и достаточно произвольно, и лед в стороне вблизи от оси вначале оказался несколько моложе, а дальше – чуть древнее. Еще один важный результат состоит в том, что удалось детально исследовать лед, непрерывно формировавшийся от 32 до 26 тыс. лет назад, т.е. в период, первую половину которого

нередко считали холодным (зырянским) временем, а вторую – более теплым (каргинским) и даже связывали с этим временем перерыв в формировании жил и накопления якобы более теплолюбивых торфяников. Однако, судя по полученным датам, повторно-жильные льды накапливались в это время практически непрерывно, говорит о том, что такое деление на теплый и холодный интервал неверно. Еще более убедительно это продемонстрировали результаты исследований стабильных изотопов (всего здесь проанализирована концентрация дейтерия и тяжелого кислорода в 183 образцах). Для этого был проведен детальный отбор образцов повторно-жильного льда и анализ в них стабильных изотопов кислорода и водорода. По степени детальности это опробование превысило обычно выполнявшееся почти в 10 раз: если обычно образцы отбирались через 0,5–1 м, то здесь отбор велся через 0,1 м и чаще. Это дало возможность получить изотопную кривую с разрешением более 100 лет и с высокой степенью подробности подтвердить стабильность палеоклиматической ситуации в период 33–26 тыс. лет назад. Для льда, накопившегося в этот период и отобранного в двух вертикальных профилях, вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ составили от –33,25 до –32,40‰, а величины $\delta^2\text{H}$ изменялись от –260,5 до –253,2‰, а с учетом данных опробования по горизонтальным профилям из жил в коренной стенке обнажения значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от –33,32 до –32,02‰, а величины $\delta^2\text{H}$ от –261,3 до –251,1‰.^[29] Только в двух образцах у самого края нижней жилы на контакте с вмещающими породами значения $\delta^{18}\text{O} = -35,17$ и $-34,08$ ‰, а величины $\delta^2\text{H} = -266,2$ и $-260,6$ ‰, здесь и экстремально высокие значения $\text{dexs} = 15,2$ и 12 ‰, что говорит об иной природе льда в приконтактной зоне. Очевидно, здесь распространен преимущественно сегрегационный лед, о чем говорит и значительная примесь грунтовых частиц в приконтактной зоне жилы – до 60%. Как видно из рассмотрения изотопных данных, даже если учитывать весь повторно-жильный лед, вскрываемый обнажением Бизон, диапазон вариаций значений $\delta^{18}\text{O}$ составит около 2‰, а в коренной стенке он еще меньше – около 1‰, а диапазон изменений значений $\delta^2\text{H}$ равен 13,5 и 7‰, соответственно. Такие незначительные вариации стабильных изотопов говорят о весьма стабильной палеотемпературной ситуации времени формирования жил, вскрытых в этом разрезе. Так, для временного диапазона от 33 до 26 тыс. лет назад температурные вариации в приземном слое воздуха (пересчитанные по уравнениям из ^[10]) не превышали 1°C (от –32 до –33°C) для среднезимних температур и 2°C (от –48 до –50°C) – для среднеянварских температур, сейчас составляющих здесь –24 и –35°C соответственно. Весьма стабильным был и режим испарения в районе, откуда шел основной приток влаги в позднем плейстоцене. Об этом говорит стабильный характер значений dexs , варьирующих для периода 33–26 тыс. лет назад от 4 до 7‰. Эти значения отличаются от присущих современному снегу значений dexs – около 10‰, что говорит все же об ином, чем сейчас, режиме испарения над океаном в позднем плейстоцене, подтверждая ранее полученные данные о небольших значениях dexs для позднплейстоценового ледникового льда по сравнению с голоценовым.^[29]

Датирование спорово-пыльцевого концентрата в разрезе Бизон, выполненное А.К. Васильчук при участии Ю.К. Васильчука^[30–32] с помощью AMS потребовало сравнить даты в пределах каждой из изучавшихся трёх ледяных жил этого разреза. В первой жиле получена одна AMS датировка концентрата пыльцы – 31,4 тыс. лет. В непосредственной близости от неё ранее был датирован образец суммарной органики, извлечённой из льда жилы также с помощью AMS: по микровключениям и щелочной вытяжке 26,4 и 27,7 тыс. лет соответственно. Можно говорить о достаточно близком совпадении этих двух датировок и, вероятно, о высокой степени их достоверности, тогда как возраст пыльцы датированной в соседнем образце вероятно, несколько завышен. Об

этом говорит очень высокое содержание пыльцы кедрового стланика – до 42%, а также присутствие пыльцы древесных пород – более 4%, среди которых присутствует единично дальнезаносная пыльца сосны обыкновенной и кедра сибирского и заметное участие спор плаунка сибирского, что отражает их привнос с пылью с поверхности практически оголенных зимой участков минеральных грунтов. Датировка пыльцевого концентрата из этого образца, скорее всего, не столь достоверна и удревнена, по крайней мере, на 4-5 тыс. лет. [\[28-30\]](#) В спектрах из трех образцов второй жилы ситуация совершенно иная, судя по составу спектров, их автохтонность почти не вызывает сомнений. Это же следует из датирования пыльцевого концентрата, которое дало безинверсионную серию дат от 26 до 35 тыс. лет. Самый верхний образец характеризуется палиноспектром тундрового типа. Здесь особенно важно, что по пыльцевому концентрату получена наиболее молодая радиоуглеродная дата 26,2 тыс. лет, она даже моложе датировки по микровключениям на 3 тыс. лет. Палиноспектры из третьей жилы отражают несколько иной этап развития растительности и другой режим формирования жильного льда. В спектре из верхнего образца из этой жилы датированном по пыльцевому концентрату в 36,9 тыс. лет встречены переотложенные пыльцевые зерна *Quercussibirica* Pan. и обрывки пыльцы хвойных пород. Содержание углистых частиц размерности пыльцы составляет 9,9%, а содержание заведомо переотложенных форм – 0,4%, хотя признаки переотложения пыльцы и спор в самом палиноспектре выражены неявно. Тем не менее, датировка по микроорганике, в 30,5 тыс. лет, полученная ниже из той же жилы, говорит о разновозрастности компонентов палиноспектра. Таким образом, датировка пыльцевого концентрата из этого образца недостоверна, присутствуют признаки переотложения органики, палиноморфы имеют различную сохранность. [\[30-32\]](#)

Мыс Мамонтов Клык. Эволюция перигляциальных ландшафтов за последние 60 тыс. лет, прослежена Л.Ширрмайстером с соавторами [\[33\]](#) на основании изучения едомной толщи мыса Мамонтов Клык. Этот регион также считается самой западной частью Берингии, не покрытой льдом суши, которая была расположена между Евразийской и Лаврентийской ледниковыми шапками во время позднего Плейстоцена. Были представлены несколько блоков песчаных отложений, песчано-торфяных чередований, едома – ледовый комплекс и торфяные заполнения термокарстовых котловин и долин. Данных отражают холодные стадияльные климатические условия между 60 и 50 тыс. лет назад, умеренные межстадияльные условия между 50 и 25 тыс. лет назад и холодные стадияльные условия от 25 до 15 тыс. лет назад, также зафиксирован переход от позднего плейстоцена к голоцену, в том числе аллерёдское потепление. Получены три датировки методом OSL $56,6 \pm 8,3$, $31,3 \pm 4,6$ и $31,8 \pm 4,3$ тыс. лет. Если первая дата согласуется с радиоуглеродной хронологией пласта, то верхние две – значительно моложе. Л.Ширрмайстер с соавторами [\[33\]](#) предположили, что радиоуглеродные оценки правильные, а возраст двух верхних OSL-датировок занижен.

Возраст блока А от раннего до средневислинского периода также поддерживается запредельным радиоуглеродным возрастом >44.5 тысяч лет, который определяется от корней травы в месте залегания от переходной зоны между блоками А и В. Предполагается, что блок А соответствует зырянскому этапу. В соответствии с пятью радиоуглеродными возрастами, чередование торфа–песка блока В было образовано около 40-45 тысяч лет назад. Этот горизонт сформировался во время каргинского этапа. Соотношение высоты–возраста из составного профиля 1 показывает относительно большой разрыв радиоуглеродного возраста между 40 и 24,6 тысяч лет назад. Постепенный переход к льдонасыщенному блоку С является очевидным только в одну дату 31.2 тысяч лет назад. Для обоих составных профилей в ледовом комплексе (блок

С), непрерывные даты радиоуглеродных AMS были найдены за периоды с 26.6 и 15,9 тыс. лет назад и между 27.2 и 14.5 тыс. лет назад. Они указывают, что Ледовый комплекс был сформирован в сартанское время. Радиоуглеродное датирование костей - получено 11 радиоуглеродных дат: три даты костей шерстистого мамонта, шесть дат конских костей и две даты костей овцебыка. Радиоуглеродные даты находятся между 39 и 17 тыс. лет. [33]

Л.Ширрмайстер с соавторами [33] получили данные по датированию едомной толщи мыса Мамонтов Клык на западном побережье моря Лаптевых. В соответствии с пятью радиоуглеродными датами, начало формирования этой толщи уверенно датируется не позднее 40-45 тыс. лет назад, а может быть и ранее 60 тыс. лет назад. Непрерывные ряды радиоуглеродных AMS датировок получены для периода между 27.2 и 14.5 тысяч лет назад. Радиоуглеродные даты, полученные по костям мамонтов, лошадей и овцебыков находятся между 39 и 17 тыс. лет назад. На мысе Мамонтов Клык выполнено сравнительное исследование стабильных изотопов и состава газа из двух ледяных жил (голоценового и позднеплейстоценового возраста) [34]. Голоценовую ледяную жилу (IW-26) отбирали в верхней части обнажения, на высоте 18,6 м над уровнем моря. Она (IW-26) достигает 1,6 м. в ширину и около 2,5 м в высоту. Позднеплейстоценовая ледяная жила (IW-28) отбиралась на высоте 1 м от уровня моря в песчаных отложениях. IW-28 превышает 3 м в ширину в верхней его части. Позднеплейстоценовая ледяная жила ассоциируется с песчано-ледяной жилой (ISW-28), часть которой также была отобрана для исследований. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в голоценовой жиле изменяются от $-22,6\text{‰}$ до $-25,8\text{‰}$, а $\delta^2\text{H}$ значения от -170‰ и -191‰ , соответственно. Для позднеплейстоценовой ледяной жилы значение $\delta^{18}\text{O}$ меняется в диапазоне от $-29,4\text{‰}$ до $31,9\text{‰}$, а величина $\delta^2\text{H}$ между -229‰ и -247‰ соответственно. В песчано-ледяной жиле значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от -29‰ до $-30,9\text{‰}$, и значения $\delta^2\text{H}$ от -230‰ до -246‰ . [34]

Общее содержание газов в исследуемых ледяных жилах ниже, чем во льду, сформировавшемся в результате простого уплотнения снега на ледяных щитах. Общее содержание газов в позднеплейстоценовой ледяной жиле (IW-28) выше, чем в песчано-ледяной жиле и в голоценовой (ISW-28 и IW-26). Для CO_2 , общие пропорции смешивания, безусловно, выше, чем концентрации в атмосфере, наибольшие значения наблюдаются в голоценовой ледяной жиле (IW-26) (в среднем 62 000 промилле по объему), В песчано-ледяной жиле (ISW-28) отмечаются, меньшие значения CO_2 (в среднем = 3000 промилле по объему), чем позднеплейстоценовой ледяной жиле (IW-28) (в среднем 25 000 промилле по объему). Напротив концентрация CH_4 в голоценовой ледяной жиле (IW-26) низкая (среднее = 1 промилле по объему) и варьирует в том же диапазоне, что и атмосферная концентрация, высокие значения CH_4 в позднеплейстоценовой ледяной жиле IW-28 (среднее значение = 8 промилле по объему) и очень высокие значения в песчано-ледяной жиле ISW-28 (среднее = 55 промилле по объему). Кислород показывает значения ниже, чем атмосферные со значениями около 10%) [34]

Важный ряд данных о формировании песков и ледового комплекса пород получен Д.Ю. Большиановым с соавторами [35] при бурении скважин на шельфе моря Лаптевых в районе мыса Мамонтов Клык ($73^\circ42'36.1''$ с.ш., $117^\circ10'01.4''$ в.д. - координаты крайней мористой скважины). Морские отложения зафиксированы в скважине глубиной 58 м по морскому комплексу диатомей, морскому типу засоления пород, остаткам раковин морских моллюсков. Также признаки морских отложений (раздробленные двустворки на

месте залегания, раковинный детрит, ходы илоедов) встречены и вблизи забоя скважины, пробуренной на берегу. Эти признаки определенно свидетельствуют о бассейновых условиях осадконакопления. Постепенный переход морских отложений в пресноводные, в которых и происходило промерзание и формирование ледового комплекса пород, фиксируется как по литологии, так и по датировкам отложений. Из морской части разреза получены две ОСЛ-датировки: $111,1 \pm 7,5$ тыс. лет (RLQG 1727-026) и $86,2 \pm 5,9$ тыс. лет (RLQG 1728-026). ОСЛ-возраст пресноводных отложений ледового комплекса из скважины оказался равным $59,3 \pm 5,8$ тыс. лет (RLQG 1729-026). По мнению Д.Ю. Большакина с соавторами [35] существует неразрывная связь пород ледового комплекса и подстилающих их песков: между ними нет следов перерывов в осадконакоплении, и к тому же, датировки тех и других отложений показывают, что и хронологических перерывов также нет. Пески с датировками 111-59 тыс. лет переходят в переслаивающиеся пески и супеси с большим содержанием органических отложений (едома или ледовый комплекс) и возрастом 60-23 тыс. лет. [35]

А.А. Бобровым с соавторами [36] приведены результаты ризоподного анализа многолетнемерзлых отложений, сформировавшихся в криолитозоне северо-востока Сибири. Исследованы сообщества раковинных амеб позднелейстоценовых, голоценовых и современных местообитаний мыса Мамонтов Клык (побережье моря Лаптевых вблизи дельты р. Лена). Рассмотрена структура сообществ палеоценозов, проведена оценка разнообразия населения ризопод в отложениях разного генезиса - флювиальных, аллювиальных, ледового комплекса, аласных и ложковых. По видовому составу раковинных амеб позднечетвертичные отложения м. Мамонтов Клык, в первую очередь каргинского интерстадиала, сравнимы с местообитаниями лесотундры и лесотаяжной зоны. Представлены практически все тестации, исключение составляют населяющие лесные подстилки и эвтрофные болота рода *Quadrullella*, *Sphenoderia*, *Placocista*, *Euglypha*, *Assulina*, *Trinema*, *Corythion*, *Cyphoderia*, *Pontigulasia*, *Lesquereusia*. В отложениях каргинского времени (флювиальная и аллювиальные фации и нижняя часть ледового комплекса) смена экологических групп тестаций и индикаторных видов отражают чередование водных, болотных и почвенных стадий при доминировании процессов заболачивания. В сартанское время возрастает степень ксероморфизма формирования отложений. В пробах этого периода отсутствуют облигатные гидробионты, гидрологический режим характеризуется сухими условиями. Для сартанского, так же как и для каргинского времени, но в меньшей степени, характерно чередование почвенных мезотрофных условий и болотных стадий. Основное различие в населении ризопод каргинского и сартанского времени состоит в количестве гидрофильных видов. Таким образом, данные ризоподного анализа еще раз подтверждают существование позднелейстоценового (каргинского) интерстадиала. В пробах едомного комплекса п-ва Быковский А.А.Бобровым в каргинский интерстадиал (54-30 тыс. лет назад) также был отмечен максимум видового разнообразия тестаций. Представление о более холодном и сухом сартанском времени данными ризоподного анализа в основном подтверждается. По-видимому, разнообразие местообитаний в каргинское время и сартанское время было сходным, менялось лишь соотношение разных типов местообитаний. В сартанском времени происходило сокращение числа благоприятных по влажности и режиму питания местообитаний, особенно сократились площади заболоченных участков ландшафта. [36]

Дельта реки Лены в районе хребта Чекановский

Обнажении Нагым. Разрез расположен на северном берегу Оленёкской протоки на о.Эбе-Базын вблизи небольшого пос.Нагым, в западной части дельты р.Лены ($72^{\circ}52'46''$ с.ш., $123^{\circ}19'20''$ в.д.). Разрез сложен главным образом песками (первый макроцикл),

перекрытыми отложениями ледового комплекса (второй макроцикл)^[37].

Мощность песчаного горизонта от 10 до 20 м, он разделен на две основные части с шестью подгоризонтами. Нижняя часть (0-6 м над урезом реки) состоит из переслаивания мелко- и среднезернистого песка и содержит горизонты с растительными остатками и оторфованным песком. Тонкая слоистость (1-3 мм) и многочисленные вертикально расположенные корни *Equisetum*, вероятно, отражают условия накопления в мелком водоеме, типичные для заливов. Количество растительных остатков уменьшается с высотой^[37]. Согласно IRSL-датировкам, пески формировались между 57 ± 9 тыс. лет и 49 ± 22 тыс. лет. AMS-датировки этого горизонта ($53 + 3,9/-2,6$ тыс. лет назад и > 54 тыс. лет назад) не противоречат IRSL-датам.^[37] Переход к вышележащему горизонту второго макроцикла ледового комплекса ярко выражен. Это, прежде всего, выражается в появлении мелких включений торфа, более крупных линз торфа, и нескольких горизонтов - мезоциклов погребенных палеопочв, перекрывающих песчаный горизонт, а также в увеличении содержания льда. На этой границе в разных местах на высоте 13-15 м над урезом реки были встречены горизонты коричневатого-серых оторфованных палеопочв (мощностью 0,5-1 м) с признаками криотурбаций. Ширина жил ледового комплекса в верхней части достигает 3 м, они проникают на глубину нескольких метров в подстилающие пески, где их ширина варьирует от 0,5 до 0,7 м. "Хвосты" ледяных жил состоят из вертикального переслаивания полос льда и отложений шириной 1 см. Ледяные жилы вертикально полосчатые и содержат многочисленные пузырьки газа. Они имеют симметричные плечики на контакте с вмещающими отложениями.^[37] Эта особенность наряду с ритмичным распределением сегрегационного льда (представленного прослоями, линзоподобными включениями, льдом-цементом) по заключению Л.Ширрмайстера отражает сингенетический рост ледяных жил. Радиоуглеродный возраст отложений ледового комплекса с высоты 11 м над урезом реки составил $42,9 + 3,1/-2,2$ тыс. лет, на высоте 21,2 м – $44,2 + 1/-0,9$ тыс. лет, и $> 45,6$ тыс. лет.^[37]

Разрез Буорхая, на о.Курунгнах. Разрез расположен в центральной части дельты р.Лены на восточной стороне о.Курунгнах между $72^{\circ}20'00''$ с.ш., $126^{\circ}17'16''$ в.д. и $72^{\circ}21'02''$ с.ш., $126^{\circ}19'16''$ в.д. Он также состоит из двух макроциклов. Отложения ледового комплекса перекрывают 15-20 м песчаный горизонт. Крупные ледяные жилы ледового комплекса проникают в нижний песчаный горизонт. В верхней части песчаного горизонта на контакте с отложениями ледового комплекса часто встречаются небольшие каналоподобные псевдоморфозы шириной около 0,3 м, заполненные мелким слоистым органическим детритом. Этот детрит был датирован по радиоуглероду $>51,7$ тыс. лет. В другой части разреза, в 2 км восточнее 3 м горизонт, представленный переслаиванием песка и торфа (мощность прослоев от 1 до 5 см) перекрыт горизонтом тонкослоистых песков мощностью 10-12 м, которые содержат ветки кустарников с корой и вертикально расположенные автохтонные корни. Слоистость свидетельствует о накоплении отложений в условиях мелкого речного залива. Этот горизонт сопоставим с нижним песчаным горизонтом разреза Нагым. Согласно полученным IRSL-датировкам, песчаный горизонт накопился между 88 ± 14 и 65 ± 8 тыс. лет. В пределах сингенетически промерзших отложений был отмечен супесчаный горизонт палеопочв мощностью 1 м со следами значительной криотурбации, инволюциями и включениями торфа. Радиоуглеродный возраст включений торфа $50,1 + 2,8/-2,1$ тыс. лет.^[37]

С. Веттерих с соавторами^[38] подчеркнули, что стратиграфическая конфигурация позднплейстоценовой едомной толщи на острове Курунгнах хорошо коррелирует с

региональной стратиграфией на северо-востоке Сибири и с евразийскими аналогами (висла), а также с глобальными аналогами (МИС 4–1). Между 45 и 32 тыс. лет назад палеоэкологические записи указывают на существование тундрово-степной растительности в условиях холодного континентального климата. После перерыва осадконакопления в конце поздневислинской стадии похолодания на исследуемой территории, судя по биоиндикаторам преобладали экстремально холодно-засушливые условия. В начале голоцена тундрово-степь полностью исчезла из-за длительного заболачивания.^[38]

Разрез Сасыр, на о. Джангылах. Объединенный разрез двух перекрывающих друг друга фрагментов был Л.Ширмайстером с коллегами^[37] изучен на левом берегу Арынской протоки (72°38'40" с.ш., 125°30'58" в.д.). Отложения ледового комплекса перекрывают песчаный горизонт, который разделен на три части – три мезоцикла. Нижний горизонт (высота от 0 до 3,4 м над урезом реки) состоит из мелкого и среднего песка. Изохронно скорректированный $^{230}\text{Th}/\text{U}$ возраст образца DJI-50L, на высоте 5,66-5,96 м отобранный в этом горизонте составляет 113 ± 14 тыс. лет.^[37] Переслаивание песка и торфа в интервале 6,4 и 10,3 м над урезом реки представлено прослоями от 1 до 7 см и ледяными жилами шириной от 15 до 25 см. Верхняя часть горизонта мощностью от 10,3 до 11,3 м состоит из горизонтально-волнистого пылеватого песка с растительными макроостатками датированными по ^{14}C >51,4 тыс. лет. Ледовый комплекс (на высотах 18,5-26,5 м над урезом реки) сложен льдонасыщенными, горизонтально волнисто-слоистыми пылеватыми песками с многочисленными включениями торфа и торфяных линз. Здесь залегают крупные ледяные жилы. Радиоуглеродные датировки показывают, что нижняя часть старше 52,7 тыс. лет.^[37]

Обнажении Мус-Хая, на о. Харданг. Разрез расположен в северо-восточной части о. Харданг Сисе, на левом берегу Арынской протоки (72°53'15" с.ш., 125°11'40" в.д.). В разрезе вскрыты главным образом песчаные отложения, перекрытые отложениями ледового комплекса. Растительные остатки на высотах 13,05-13,10 м датированы по радиоуглероду в $20,66 \pm 0,11$ тыс. лет.^[37]

В образцах голоценовых ледяных жил, а также современных ледяных жил из разреза Нагым отмечен сравнительно тяжелый изотопный состав – от –169 до –195 ‰ для значений $\delta^2\text{H}$ и от –22,7 до –26,0‰ для величин $\delta^{18}\text{O}$ и относительно высокие значения δ_{exs} . Жилы ледового комплекса, из которых были отобраны образцы льда, залегают в осадках, датированных от >45 тыс. лет до примерно 44 тыс. лет. Эти жилы характеризуются более легким (более отрицательным) изотопным составом, варьирующим в пределах –230‰ для величин $\delta^2\text{H}$ и –30‰ для значений $\delta^{18}\text{O}$, и δ_{exs} около 5 ‰ для обоих разрезов.^[37]

Изотопный состав ледяных жил первого макроцикла в аллювиальных отложениях, подстилающих ледовый комплекс, варьирует между –20,5‰ и –23 ‰ для значений $\delta^{18}\text{O}$ и в пределах – 170‰ для величин $\delta^2\text{H}$. Значения δ_{exs} самые низкие из всех исследованных ледяных жил (около 0‰). Время формирования отложений этого горизонта датировано методом AMS по ^{14}C и методом IRSL от 50 до 90 тыс. лет назад. Вполне вероятно, что эти ледяные жилы питались из разных источников. Например, вода могла попадать в морозобойные трещины во время паводка. Поэтому в таких жилах зимний сигнал менее выражен, изотопный состав льда больше зависит от изотопного состава речной воды, которая, к тому же подвержена испарению. События такого рода

могут объяснять и низкие значения δexs и тяжелый изотопно-кислородный и дейтериевый состав.

Исследованные разрезы устья Лены в окрестностях хребта Чекановский являются, по мнению Ю.К. Васильчука [39] гетерогенными образованиями, причём нередко, например голоценовые и позднелайстоценовые повторно-жильные льды залегают на одной и той же высоте и вполне сопоставимы по своим параметрам, а в разрезе на о. Курунгнах отчётливо выделяется цикличность. В толще на правом берегу Оленёкской протоки распределение радиоуглеродных дат может указывать на латеральную гетерохронность толщи. [40]

Разрез едомы Мамонтова Хайота. Интересные исследования выполнены на обнажении, называемом Мамонтова Хайота (Мамонтова Гора), длиной 1,5 км и высотой 40 м, расположенном на восточном побережье п-ова Быковский в дельте р.Лены. [41] В 1998-2000 гг. на Быковском полуострове проведены совместные исследования российских и немецких геокриологов, палеонтологов и изотопистов. [41] Ледовый комплекс представлен сильно льдистыми супесчаными отложениями, в которых залегают крупные ледяные жилы до 40 м в высоту и около 3-4 м в ширину.

Серия первых дат по едомным толщам в разрезе Мамонтова Хайота получены А.Г.Фартышевым, [42] затем по корешкам трав и костям мамонта С.В.Томирдиаро и Б.И. Черненьким [43]. Они хорошо коррелируют между собой: кость датируется в 22 тыс. лет, корешки трав вокруг нее – 21,6 тыс. лет. Ниже получены радиоуглеродные даты 28,5 и 33 тыс. лет. В верхней части обнажения получена серия датировок: 21630 \pm 240 лет (ЛУ-1328), 22070 \pm 410 лет (ЛУ-1263), 28500 \pm 1690 лет (ЛУ-1329) и 33040 \pm 810 лет (ЛУ-1330). В одном обнажении Мамонтова Хайота, также характеризующем эту едомную толщу, Е.А.Слагодой [44] получена серия еще более молодых датировок: с глубины 20 м – 32200 \pm 930 лет (ИМ-748), с глубины 20 м – 19800 \pm 500 лет (ИМ-753), с глубины 17 м – 22000 \pm 1600 лет (ИМ-752), с глубины 15 м – 20836 \pm 500 лет (ИМ-749), с глубины 9 м – 15100 \pm 750 лет (ИМ-748).

В процессе работ российско-германского коллектива по разрезу получено 70 AMS и 20 новых радиоуглеродных датировок полученных стандартным способом, по растительных остаткам. Они были использованы для хронологической привязки ледового комплекса и перекрывающего горизонта. Л.Ширрмайстер с соавторами [40,41] предположили, что эти отложения непрерывно накапливались в течение последних 60 тыс. лет. Самая древняя из полученных датировок – 58 400 \pm 4960/-3040 лет (KIA-6730). Л.Ширрмайстер с соавторами [41,45] выделили три стадии в эволюции едомы Мамонтова Хайота: нижняя (0-10 м над уровнем моря), средняя (10-25 м) и верхняя (25-39 м над уровнем моря). Едома среднего макроцикла (возраст которого 50-28 тыс. лет) состоит из 15 прослоев торфа, фиксирующих макроциклы, в то время как едома нижнего макроцикла (60-50 тыс. лет) и едома верхнего макроцикла (25-12 тыс. лет) характеризуются более низким содержанием органики и более однородным составом [41]. Х.Майер и А.Деревягин с соавторами [46] указывают, что наиболее тяжелые значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в жилах ледового комплекса достигают значений -25‰ и -190‰ и наблюдаются на высоте 10 м над уровнем моря, в образце, датированном 42 тыс. лет назад. В целом вариации величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в жилах едомы Мамонтова Хайота составляют около 11,5 ‰ и 100 ‰ , значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от -29‰ до -32‰ , величины $\delta^2\text{H}$ от -230‰ до -250‰ , и составляют в среднем $-28,4\text{‰}$ и -218‰ , судя по этим низким значениям, зимой в период от 58 до 20

тыс. лет назад было относительно холодно. [\[46\]](#)

Результаты, полученные при изучении ледового комплекса позволили реконструировать климат позднеплейстоценовых зим и выделить период очень холодных зим (60-55 тыс. лет назад), за которым последовал период стабильных холодных зим (50-24 тыс. лет назад). Между 20 и 11 тыс. лет назад, потепление климата фиксируется подъемом значений $\delta^{18}\text{O}$ на 5‰ и $\delta^2\text{H}$ на 25‰. Сдвиг значений дейтериевого эксцесса на 5‰ в то время указывает на изменение влажности и, возможно, ледовитости в Северной Атлантике – источнике влаги, обеспечивающем осадки на Быковском п-ове. [\[46\]](#)

В работах А.А. Боброва с соавторами [\[47,48\]](#) приведены данные о раковинных амебах (Protozoa: Testacea), населявших последние 53000 лет (поздний плейстоцен и голоцен) различные местообитания п-ова Быковский. Почвенные условия ок. 53 000 лет назад, вероятно, были довольно похожи на современные. Летние температуры были относительно благоприятными для корненожек около 45,3–43 тыс. лет назад, но значительно суше около 42 тыс. лет назад. Более сухие и холодные условия окружающей среды также имели место около 39,3–35 тыс. лет назад. Условия достаточно благоприятные для жизни амеб были примерно 33 450 лет назад. Очень холодные и сухие условия наблюдались с 33,4 до 12,2 тыс. лет назад. В начале аллерёда около. 12 тыс. лет назад климатические условия снова изменились на более благоприятные для амеб. [\[47,48\]](#)

С.А.Кузьминой более чем в 50 образцах были изучены остатки насекомых из разреза Мамонтова Хайота. Сохранность остатков насекомых очень хорошая, преобладают остатки жуков. В одном образце из горизонта А отобранного примерно на уровне моря (радиоуглеродный возраст около 60-50 тыс. лет назад) содержалось несколько остатков насекомых. Они в основном относятся к тундровым видам, а часть к плейстоценовым тундро-степным видам. [\[41\]](#) Процентное содержание степных видов достигает 50% в некоторых образцах в средней части разреза. Многие остатки относятся к роду навозных жуков *Aphodius* (возможно исчезнувший). Эти жуки исчезли в плейстоцене вместе с крупными млекопитающими. Встречены также ивовые долгоносики (*Lepyrus nordenskjoeldi*) и некоторые водные и прибрежные виды. Многие виды, обнаруженные здесь, не встречаются в настоящее время в регионе. Особенно интересно, по мнению С.А.Кузьминой сочетание долгоносиков *Stephanocleonus eruditus* и *Isochnus arcticus*. Последний живет ныне на о.Врангеля, Чукотке, Таймыре и на севере Аляски, но *Stephanocleonus eruditus*, настоящий степной вид, живет на реликтовых участках степи в Якутии (где среднеиюльская температура составляет 13-15°C). С.А.Кузьмина предполагает существование тундрово-степных ландшафтов. Климат был более континентальным с летом более теплым, чем сейчас и холодными зимами 48-45 тыс. лет назад. [\[41\]](#) Выше по разрезу комплексы насекомых отличаются отсутствием термофильных видов. Степные насекомые также встречены в отложениях датированных 39-37 тыс. лет назад, но они играют менее важную роль. Тундровые ксерофильные насекомые доминируют вместе с тундровыми мезофильными видами. Наличие типичных видов арктических тундр также заметно. В течение этого периода в основном сухие тундры с некоторыми степными элементами существовали на полуострове Быковский. Имеется несколько холодоустойчивых видов например, бродячий жук (*Tachinus arcticus*), она становится содоминантом в мезотрофных тундрах вместо грунтовых жуков (*Pterostichus* subgenus (подвид) *Cryobius*). С.А.Кузьмина предполагает, что климат был довольно холодным. Некоторые термофильные виды (например, *Pterostichus magus* и *Dytiscus sp.*) появляются в осадках, датированных 33 тыс. лет назад (верхняя часть горизонта Б).

Обычно эти виды не встречаются сейчас в тундровых регионах. Возможно здесь отразилось некоторое потепление. В верхней части разреза (горизонт В) заметны существенные изменения в составе энтомофауны. Типичные виды арктических тундр (долгоносик *Isochnus arcticus*) и несколько видов арктических листовых жуков (*Chrysolina subsulcata* и *Ch. tolli*) доминируют в осадках, датированных между 24 и 18 тыс. лет назад. Здесь встречаются только тундровые мезотрофные и тундровые ксероморфные виды, а насекомые степных групп практически отсутствуют (нельзя исключить, что встреченные единичные остатки степных видов переотложены). Видовое разнообразие невелико. Эти существенные изменения отражают суровый климат: очень холодное лето и сухие зимы. Этот климат возможно подобен современному климату на севере о.Врангеля.^[41] В осадках датированных 17-14 тыс. лет назад (верхняя часть горизонта В) степные виды насекомых снова доминируют. Приблизительно 14 тыс. лет назад, присутствие степных видов наибольшее по разрезу. В течение этого периода появился особый тип ландшафтов так называемые осоковые верещатники (ксерофильный вид осоки *Carex argunensis* и *Politrichum piliferum* доминировали в растительных ассоциациях) – были широко распространены местообитания с таблеточными жуками (*Morychus viridis*). Степные участки, подобные современным реликтам на р. Яне и р. Индигирке также существовали.^[41]

Более 1000 костей было собрано Т.В.Кузнецовой в течение полевых сезонов с 1998 до 2000 гг. Все идентифицированные фрагменты были зарегистрированы для получения полной статистики. Большинство костей обнаружено на берегах и барах. Однако большое количество костей (195 экз.) было отобрано непосредственно в обнажении Мамонтова Хайота. Около 24 костей было обнаружено строго *in situ*.^[41] Общий таксономический состав коллекции костей с Быковского п-ова типичен для всех обнажений ледового комплекса Северо-Восточной Сибири. Шерстистый мамонт, лошадь, бизон, олень, преобладают в коллекции. Все возрастные определения костных остатков провел Л.Д. Сулержицкий. Общее число датированных образцов 78. Две кости *in situ*, датированные стандартным методом из разреза Мамонтова Хайота соответствуют AMS-датировкам остатков растений из того же уровня. Возрастное распределение датировок костей из разрезов полуострова Быковский неравномерно. Наибольшее число датировок приходится на период 36-26,5 тыс. лет назад. Другое концентрирование датировок пришлось на период 15-12,5 тыс. лет назад. Имеется два периода с несколькими датировками: 44,5-36 и 20-14,7 тыс. лет назад. Такое неравномерное распределение может быть интерпретировано двумя путями. Во-первых, это зависит от геологической ситуации, а во-вторых, от числа животных в регионе. Нижняя часть обнажения (от 0 до 14-15 м над уровнем моря) была обнажена плохо. Только несколько костей было отобрано из этих отложений. Этим можно объяснить небольшое число костей старше 36 тыс. лет. Неравномерность распределения костей может зависеть от тафономических условий, но Т.В.Кузнецова не обнаружила этой закономерности. От 36 до 12,7 тыс. лет назад неравномерное распределение костей отражает плотность проживания животных на данной территории. Недостаток датировок мамонтовых костей за период 20-14,7 тыс. лет назад может означать если не полное отсутствие мамонтов здесь, то, возможно, менее благоприятные условия существования мамонтов в этот период.^[41]

Общим выводом по результатам исследования разрезов Быковского п-ова может быть то, что получены непрерывные данные из разреза едомы сформировавшейся в интервале 60-10 тыс. лет назад для климатических и ландшафтных реконструкций неледниковых областей северо-запада Якутии. Сочетание разных видов анализов: седиментологического, геохронологического, изотопного, геохимического и

палеонтологического позволило реконструировать и получить новые знания о ландшафтах, которые существовали на севере Сибири в течение позднего плейстоцена и во время перехода к голоцену. Сибирские разрезы многолетнемерзлых пород – это арктическая континентальная летопись дополняющая морские озерные и ледниковые данные. Интерпретация палеоклиматических архивов многолетнемерзлых пород на побережье моря Лаптевых хорошо вписывается в глобальную изотопную летопись Сибири, начало которой было положено в 80-е годы 20-го века. [\[2,5,7,8 и др.\]](#)

Д.Ю. Большаинов с соавторами [\[35\]](#) обосновывая связь формирования едомы с колебаниями уровня указывают, что все хорошо известные разрезы ледового комплекса, исследованные в районе дельты Лены, состоят из двух пачек отложений: нижних песков и верхней толщи опесчаненных супесей со значительным содержанием растительного детрита, называемых слоёнкой. Вопреки устоявшемуся мнению, это не торфяные горизонты. В толще ледового комплекса их лишь несколько, мощность которых не превышает нескольких десятков сантиметров. Растительная слоёнка – это обогащенный в разной степени растительными остатками материал, отложенный в палеобассейне, для которого характерны горизонтально-слоистые или волнистые текстуры, подчеркнутые или нарушенные процессами промерзания. В разрезе Нагым возраст нижних песков, по данным IRSL-анализа, колеблется от 57 до 49 тыс. лет [\[37\]](#), а возраст отложений ледового комплекса – от 44 до 45 тыс. лет и более, по данным радиоуглеродного (AMS) анализа. [\[37\]](#) Обе пачки откладывались в весьма близкое геологическое время. Подстилающие пески переходят в вышележащую толщу ледового комплекса без видимого перерыва. Постепенный переход морских отложений в толщу ледового комплекса происходит в урочище Геденштрёма на о. Новая Сибирь (75°07'10" с.ш., 146°38'15" в.д.). ЭПР-возраст морских глин с раковинами *Portlandia arctica* L. – 47 тыс. лет (без поправки на содержание урана), что указывает на средневалдайский возраст отложений. ОСЛ-возраст нижних песков в разрезах о. Курунгнах, расположенного вблизи вершины дельты Лены, от 88 до 65 тыс. лет, хотя образцы для определения возраста взяты только из нижней половины песчаной пачки. [\[37\]](#) Ледовый комплекс формировался более 52 070 лет назад. [\[37\]](#) В подстилающих песках вблизи уреза воды в Оленекской протоке обнаружены морские диатомовые водоросли вида *Thalassiosira kryophila*. Выше встречаются только обломки пресноводных диатомей. В хорошо известном и изученном разрезе Мамонтова Хаята на Быковском п-ове, осадки которого формировались 60-5 тыс. лет назад [\[40,41\]](#), среди слоёнки обнаружены гравийные прослои пляжевой фации водоема. Наиболее важный ряд данных о формировании песков и ледового комплекса пород получен Д.Ю. Большаиновым с соавторами [\[35\]](#) при бурении скважин на шельфе моря Лаптевых в районе мыса Мамонтов Клык (73°42'36.1" с.ш., 117°10'01.4" в.д. – координаты крайней мористой скважины). Морские отложения зафиксированы в скважине глубиной 58 м по морскому комплексу диатомей, морскому типу засоления пород, остаткам раковин морских моллюсков. Также признаки морских отложений (раздробленные двустворки на месте залегания, раковинный детрит, ходы илоедов) встречены и вблизи забоя скважины, пробуренной на берегу. Эти признаки определенно свидетельствуют о бассейновых условиях осадконакопления. Постепенный переход морских отложений в пресноводные, в которых и происходило промерзание и формирование ледового комплекса пород, фиксируется как по литологии, так и по датировкам отложений. Из морской части разреза получены две ОСЛ-датировки: 111,1±7,5 тыс. лет (RLQG 1727-026) и 86,2± 5,9 тыс. лет (RLQG 1728-026). ОСЛ-возраст пресноводных отложений ледового комплекса из скважины оказался равным 59,3±5,8 тыс. лет (RLQG 1729-026). По мнению Д.Ю. Большаинова с соавторами [\[35\]](#) существует

неразрывная связь пород ледового комплекса и подстилающих их песков: между ними нет следов перерывов в осадконакоплении, и к тому же, датировки тех и других отложений показывают, что и хронологических перерывов также нет. Пески с датировками 111-59 тыс. лет переходят в переслаивающиеся пески и супеси с большим содержанием органических отложений (едома или ледовый комплекс) и возрастом 60-23 тыс. лет. Лишь некоторые разрезы (Мамонтова Хайота, Курунгнах) показывают сартанский возраст верхов ледового комплекса пород. Отложения ледового комплекса отличается лишь наличие очень большого количества органического материала и супесей, свидетельствующих об осадконакоплении в условиях значительного выноса органики с суши. В долине р. Урасалах ледовый комплекс сложен преимущественно песчаными отложениями. Характер среды осадконакопления проявляется четко почти во всех описанных разрезах. Текстура осадочных пород горизонтально-слоистая, волнистая, во многих разрезах видны знаки ряби волнения (разрезы Нагым, урочище Геденштрома, о. Сардах, Курунгнах и др.). Морские признаки в породах ледового комплекса, по предположению Д.Ю. Большианова с соавторами^[35], трудно обнаружить потому, что во время формирования ледового комплекса бассейн накопления не был морским по составу воды. Это были практически пресные воды, но сохранившие с морем гидравлическую связь. В них происходили приливно-отливные колебания уровня, действовали сгоны и нагоны, вековые колебания уровня. Это был бассейн, изолированный от открытой части моря и распресненный в результате стока рек Хатанги, Оленек, Лены и др.

Междуречья Оленька и Анабара. А.С.Макаров, В.Ю.Большианов и М.В.Павлов^[49] выполнили сплав по р. Урасалах для палеогеографического исследования едом на междуречье Оленька и Анабара. В среднем течении р. Урасалах, в обнажении высотой 14 м переслаиваются пески и супеси, слоистость горизонтальная и волнистая с растительным детритом, представленным корой и веточками кустарничков. Мерзлотная текстура массивная, прослойки льда до 2 см, наклонные жилы льда толщиной до 30 см. Радиоуглеродный возраст растительного детрита из горизонта с высоты 9 м над урезом воды в реке (19 м над уровнем моря) — 32550 ± 750 лет назад (ЛУ-5188). У подошвы осыпи, на урезе реки найдены позвонки лошади. Едомные толщи, представленные слоистыми супесями с большим количеством растительных остатков и пронизывающими их ледяными жилами, вскрываются редко. Они наблюдались на восточном склоне озера Ментикелир Восточного, на восточном берегу озера Тунгус-Юнкюр, в «урочище байджарахов» и в низовьях реки. В «урочище байджарахов», расположенном в 6 км вверх по течению от устья, на правом склоне долины, в самом крайнем восточном меандре реки едома представлена супесями со значительным содержанием растительного детрита (так называемая моховая «слоенка»). Едома вскрыта сверху на половину видимого разреза (25 м) и характеризуется ледяной залежью видимой мощностью 3–4 м, образованной сросшимися ледяными жилами, и ниже расположенными байджарахами. Нижняя пачка отложений — горизонтально переслаивающиеся пески и супеси. Ледяные жилы в обнажениях едомы выше по течению от «урочища байджарахов» не проникают в подстилающие песчаные отложения, а в нижнем течении вместе со снижением абсолютной и относительной высоты нижнего контакта едомы замечены случаи внедрения жил в подстилающие пески. На морском побережье, в районе дельты р. Урасалах уступ размыта слабо обнажен и представляет собой оплывающий термоденудационный склон с большим количеством байджарахов. Супесей здесь значительно больше, чем в едоме, слагающей прибрежную равнину верхнего и среднего течения реки. На мысе Мамонтов Клык, в 20 км к востоку от устья р. Урасалах, едомные отложения, представленные пылеватыми песками с растительным детритом

(моховая «слоенка») и повторно-жильным льдом, ложатся на подстилающую толщу без следов размыва по четкой границе, обусловленной сменой цвета отложений и содержанием растительных остатков. Пески быстро переходят в «слоенку», но выше среди переслаивания растительных остатков и супесей часто встречаются пески того же состава слоями от 10–20 см до метра. Это означает, что обстановка осадконакопления во время формирования едомы не сильно отличалась от обстановки накопления нижележащих песков, а накопление последних периодически повторялось. [\[49\]](#)

В работе Д.Ю.Большаянова с соавторами [\[50\]](#) приводятся данные о строении морских террас и отложений побережья моря Лаптевых. Доказывается, что формирование ледового комплекса пород и подстилающих песчаных отложений неразрывно связано с колебаниями уровня моря. Район исследований - южное побережье моря Лаптевых от кряжа Прончищева до Ойгосского Яра, дельта р. Лены, Новосибирские острова. Д.Ю.Большаянов с коллегами [\[50\]](#) заключили, что отложения ледового комплекса на побережье моря Лаптевых формировались в мелководном и пресноводном бассейне со значительным поступлением из рек органического материала в виде остатков растительности. Этот бассейн имел гидравлическую связь с морем. Колебания уровня бассейна синоптического масштаба (приливы-отливы, сгоны-нагоны) и вековые его колебания были одним из основных факторов сингенетического промерзания откладывавшихся бассейновых осадков, формировавшихся из речных наносов. Подстилающие ледовый комплекс пески формировались в морском бассейне на протяжении 111-79 тыс. лет назад. Морская терраса у подножия гор Анггардам возрастом 138 тыс. лет свидетельствует о высоком стоянии уровня моря в течение казанцевского времени. Вероятно, отложение песков острова Арга-Муора-Сисе происходило в этом же бассейне. Начиная с середины позднего неоплейстоцена тектоническими движениями на поверхность были выведены значительные участки дна, образовавшие барьер островов, протягивавшийся от полуострова Таймыр к Новосибирским островам. В этом причина слабо сохранившихся признаков морских отложений в породах ледового комплекса. Однако текстура и литология осадков, несмотря на значительное влияние криогенных процессов, свидетельствует о накоплении столь значительного комплекса отложений в условиях бассейна. Благодаря тектоническим движениям и эвстатическим колебаниям уровня моря менялись условия накопления осадков. Изменявшиеся природные условия на окружающей суше также засвидетельствованы в описанных отложениях и рельефе. Здесь в начале позднего неоплейстоцена развивались ледники, что вызывало активный сток их талых ледниковых вод в бассейн. Реки всегда выносили в море значительное количество растительных остатков, которые временами накапливались в мелководных бассейнах в виде моховой слоенки - самой характерной особенности ледового комплекса пород. Полученные новые данные о геологическом и геоморфологическом строении побережья моря Лаптевых и его акватории подтвердили ранее выдвинутую Я.Я. Гаккелем точку зрения о том, что в Северном Ледовитом океане в прошлом существовали обширные территории суши, в частности и на шельфе моря Лаптевых. Время существования этой суши в описываемом регионе - с середины позднего плейстоцена до настоящего времени. [\[50\]](#)

Сол-Хая. В 2001 г. в низовьях р. Яна была открыта древнейшая в Заполярье палеолитическая стоянка возрастом около 31 тыс. календарных лет [\[51\]](#) (Pitulko et al., 2004). В ходе многолетнего изучения геологии и стратиграфии окрестностей стоянки в основании разреза четвертичных отложений были выявлены неизвестные здесь ранее досреднеплейстоценовые слои и найдены разнообразные палеонтологические материалы, в том числе остатки представителя трибы Alceini, обсуждаемые в настоящей

статье. Открытое местонахождение древней фауны в соответствии с названием местности получило название Соп-Хая. Соп-Хая находится на левом берегу р. Яна в 100 км от берега Северного Ледовитого океана. Здесь в береговых обрывах вскрываются разновозрастные четвертичные отложения, слагающие три надпойменные террасы. Высота третьей террасы достигает 40-45 м, второй – 16-18, первой – 10-12 м. Более высокая терраса, образованная мерзлым илом с сингенетическими жилами льда шириной 3-4 м, возвышается до 40 м над урезом воды (а.у.в.). Поскольку эрозия происходит в верхней части террасы, мы используем уровень воды в качестве исходной линии для всех измерений. По радиоуглеродным данным возраст этой террасы составляет от 30 до 35 тыс. лет. Остатки плейстоценовой кости собраны на месте в верхней трети.

Едома Сопливая Гора в низовьях Яны. В 2001 году на левом берегу р. Яна в 195 км от устья в местности Сопливая Гора участниками российско-американской экспедиции (проект «Жохов-2000») в обнажении открыт уникальный памятник археологии – палеолитическая Янская стоянка.^[51] В ходе многолетнего изучения геологии и стратиграфии окрестностей стоянки в основании разреза четвертичных отложений были выявлены неизвестные здесь ранее досреднеплейстоценовые слои и найдены разнообразные палеонтологические материалы, в том числе остатки представителя трибы *Alceini*, обсуждаемые в настоящей статье. Открытое местонахождение древней фауны в соответствии с названием местности получило название Соп-Хая. Соп-Хая находится на левом берегу р. Яна в 100 км от берега Северного Ледовитого океана. Здесь в береговых обрывах вскрываются разновозрастные четвертичные отложения, слагающие три надпойменные террасы. Высота третьей террасы достигает 40-45 м, второй – 16-18, первой – 10-12 м. Более высокая терраса, образованная мерзлым илом с сингенетическими жилами льда шириной 3-4 м, возвышается до 40 м над урезом воды (а.у.в.). Поскольку эрозия происходит в верхней части террасы, мы используем уровень воды в качестве исходной линии для всех измерений. По радиоуглеродным данным возраст этой террасы составляет от 30 до 35 тыс. лет. Остатки плейстоценовой кости собраны на месте в верхней трети. Возраст культурного слоя по данным радиоуглеродного датирования составил 28-27,5 тыс. лет назад^[51,52]. В ходе последующей организации археологических работ был определен комплекс исследований вмещающих четвертичных отложений с целью восстановления природной среды обитания палеолитического человека. История формирования четвертичных отложений опорного разреза Сопливая Гора прослеживается по биостратиграфическим данным с конца эоплейстоцена – начала плейстоцена. Отложения этого возраста залегают в основании разреза и представлены единым циклом аллювиальных отложений от русловых конгломератов до торфяников старичных озер. Достигая 7 м мощности, они включают синкриогенные ПЖЛ мощностью до 1,5 м и являются одним из наиболее древних едомных комплексов из известных на Яно-Индигирской низменности. На фоне постепенного фациального изменения вверх по разрезу от аллювиальных галечников и песков руслового аллювия к пойменным и выше к золовым лессовидным алевролитам по криолитологическим признакам в толще выделяется девять циклов осадконакопления, которые по данным спорово-пыльцевого анализа обусловлены климатическими изменениями. К середине позднего плейстоцена в результате золового осадконакопления на изучаемой территории сформировался расчлененный мелко холмистый рельеф. На рубеже приблизительно 40 тыс. радиоуглеродных лет назад произошла перестройка режима осадконакопления, обусловленная глубоким врезанием и началом накопления аллювия второй надпойменной террасы и генетически связанных с ним пролювиальных отложений в депрессиях между холмов. В толще отложений,

слагающих вторую надпойменную террасу, на уровне 7 м от уреза реки прослеживается культурный горизонт палеолитической стоянки, который в русловых фациях закономерно понижается до уровня реки. Накопление аллювиальных отложений второй надпойменной террасы завершается на рубеже плейстоцена и голоцена врезанием и началом накопления аллювия первой надпойменной террасы. [\[52\]](#)

В районе Янской палеолитической стоянки, на основе детально датированной толщи отложений едомной свиты II н/п террасы р. Яны, с использованием видовых определений зерен пыльцы и спор и макроостатков растений Е.Ю.Павловой и др. [\[53\]](#) была применена методика реконструкции скалярных климатических показателей по флористическим материалам Гричука, которая включает в себя два независимых метода расчета основных скалярных климатических показателей: метод ареала комплекса и метод суммирования климатограмм. При построении ареало- и климатограмм использованы данные о современных ареалах и экологических характеристиках сосудистых растений, и климатические показатели более 3000 метеостанций. Для второй половины позднего плейстоцена – рубежа голоцена в пределах надежно датированного по ^{14}C времени 35–10 тыс. лет назад на разные хронологические срезы были получены средние показатели температур самого теплого месяца, среднегодового количества осадков и их отклонения от современных значений для западной части Яно-Индигирской низменности. Наиболее теплый с переменными условиями увлажнения период, соответствующий хомус-юряхскому потеплению каргинского интерстадиала, отмечается между 34–32,5 тыс. лет назад, когда температура самого теплого месяца была выше современной на 3,5–4°C. Между 32,5–29 тыс. лет назад произошло относительное понижение температуры самого теплого месяца на 0,5–2°C. Климатические условия 28–27 тыс. лет назад были близки современным. После 26 тыс. лет назад отмечается ухудшение климата, вызванное началом похолодания и увеличением количества осадков, и к 24 тыс. л.н. температура самого теплого месяца понизилось до –3,5°C. Максимум похолодания и аридизации приходится на 17 тыс. лет назад – мус-хаинский интервал, соответствующий сартанскому криохрону. В это время температура самого теплого месяца достигает отрицательного экстремума и составляет –4,5...–7°C. Относительное потепление и увлажнение климата отмечается к 14 тыс. лет назад, к 12 тыс. лет назад происходит заметное потепление. [\[53\]](#)

В.В.Питулько с коллегами [\[51,54\]](#) показали, что особенно важны природно-климатические изменения на Яно-Индигирской низменности в период ранее 28 тыс. лет назад, предшествующий достоверному времени обитания человека под 71° с.ш и 28–23 тыс. лет назад, характеризующие среду обитания верхнепалеолитического человека на заключительном отрезке каргинского интерстадиала. В это время отмечены теплые и сухие по отношению к современным условия и тундростепные ландшафты, что подтверждается фаунистической характеристикой стоянки (мамонт, носорог, бизон, лошадь, овцебык, северный олень, заяц, бурый медведь, волк, россомаха, песец – определения П.А. Никольского). Природные условия конца каргинского времени были благоприятны для расселения человека в высоких широтах, и тогда была освоена, по крайней мере, Яно-Индигирская низменность. Переход к условиям сартанского криохрона около 23 тыс. лет назад был достаточно быстрым и мог привести к сокращению обитаемых территорий. [\[54\]](#)

Едома островов Северного Ледовитого океана

Остров Бол. Ляховский. О. Бол. Ляховский наиболее южный из Новосибирских островов, отделенных от континента проливом Дмитрия Лаптева. С 1999 г. группа российских и

немецких исследователей работала на самых южных островах Новосибирского архипелага. Они изучали многолетнемёрзлые отложения, вскрытые на южном побережье острова Большой Ляховский и их изотопный состав, выполнили $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирование мёрзлого торфа среднеплейстоценового возраста и ^{14}C датирование позднплейстоценовой органики в едоме.^[55] Изученный разрез расположен на южном побережье о. Бол. Ляховский в восточной части моря Лаптевых. В разрезе, высотой около 35 м, имеющем как признаки макроцикличности, так и ярко проявляющуюся мезоцикличность, и не менее ярко – микроциклическое строение отдельных жил^[39] можно различить, по крайней мере, 11 различных геокриологических горизонтов. Во всех горизонтах отмечены ледяные жилы различного размера, цвета и происхождения, которые залегают главным образом в льдонасыщенных отложениях с тонкодисперсным сегрегационным льдом.

Остров Бол. Ляховский наиболее южный из Новосибирских островов, отделенных от континента проливом Дмитрия Лаптева. Мощное обнажение простирается с северо-востока на юго-запад приблизительно на 6 км. Оно изучено с обеих сторон устья р. Зимовье. В разрезе, имеющем, по мнению Ю.К. Васильчука^[40] как признаки макроцикличности, так и ярко проявляющуюся мезоцикличность, и не менее ярко – микроциклическое строение отдельных жил можно различить, по крайней мере, 11 различных геокриологических горизонтов. Во всех горизонтах отмечены ледяные жилы различного размера, цвета и происхождения, которые залегают главным образом в льдонасыщенных отложениях с тонкодисперсным сегрегационным льдом. Самая древняя генерация ледяных жил нижнего макроцикла, будучи, не более чем 0,5 м шириной, проникает в кору выветривания.^[55]

Радиоуглеродный и уран-ториевый возраст. По разрезу в районе р. Зимовье на южном побережье о. Бол. Ляховский получены весьма древние датировки отложений повторно-жильного комплекса. Погребенный торфяник на глубине 39 м, в толще самой нижней генерации ледяных жил датирован уран-ториевым методом $200,900 \pm 3400$ лет.^[55] Полученные данные уран-ториевого датирования достаточно надежны, поскольку результаты измерений свидетельствуют о том, что отложения находились в условиях закрытой системы. Уран-ториевый возраст существенно отличается от возраста определенного термолюминесцентным методом ($980,000 \pm 250,000$ лет), согласно которым тот же самый горизонт А.А.Архангеловым отнесен к событию Харамилью и обозначен как олёрская свита (гипотетически датирован поздним плиоценом – ранним плейстоценом).

По данным AMS ^{14}C датирования ледовый комплекс на о. Бол. Ляховский начал формироваться около 50 тыс. лет назад, на что указывают датировки ($54,1 \pm 3,1$ тыс. лет, $52,9 \pm 4,6$ тыс. лет, $51,2 \pm 4,7$ тыс. лет, $50,3 \pm 2,6$ тыс. лет). Стандартные ^{14}C даты, полученные здесь ранее японскими исследователями^[28], показывают, что ледовый комплекс на острове Бол. Ляховский сформировался в интервале между $> 42,2$ тыс. лет и $28,7 \pm 0,4$ тыс. лет и был перекрыт голоценовыми отложениями $7,4 \pm 0,8$ тыс. лет назад. Ледяные жилы самого древнего горизонта имеют средний изотопный состав около -32‰ для значений $\delta^{18}\text{O}$ и -250‰ для величин $\delta^2\text{H}$. Для ледяных жил вышезалегающего горизонта экстремальные значения $\delta^{18}\text{O}$ составляют $-37,3\text{‰}$, а величина и $\delta^2\text{H} = -290\text{‰}$ с соответствующим средними величинами $\delta^{18}\text{O} = -35,5\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -280\text{‰}$.^[56] В ледовом едомном комплексе жилы охарактеризованы средними значениями $\delta^{18}\text{O}$ от $-32,5\text{‰}$ до $-28,5\text{‰}$ и значения $\delta^2\text{H}$ от -250‰ до -220‰ .^[55,56]

Следовательно, зимние температуры во время формирования отложений ледового комплекса для интервала времени 58-20 тыс. лет назад охарактеризованы как относительно холодные.^[56] Изучение ледяных жил на о. Бол. Ляховский на востоке моря Лаптевых в северной Сибири, показывали условия непрерывного существования многолетнемерзлых пород в течение последних 200 тыс. лет.

По данным AMS 14C датирования ледовый комплекс на о. Бол. Ляховский начал формироваться около 50 тыс. лет назад, на что указывают датировки ($54,1 \pm 3,1$ тыс. лет назад, $52,9 \pm 4,6$ тыс. лет назад, $51,2 \pm 4,7$ тыс. лет назад, $50,3 \pm 2,6$ тыс. лет назад). Эти датировки находятся в том же самом диапазоне, как и датировки из горизонта Б. В ледяной жиле из отложений ледового комплекса был датирован маленький листик ивы (*Salix*) $35,0 \pm 2,1$ тыс. лет назад на высоте 15,8 м над уровнем моря. Также были датированы копролиты леммингов, обнаруженные в ледяной жиле на высоте 8,2 м над уровнем моря $49,2 \pm 2,1$ тыс. лет назад, и на высоте 9 м. над уровнем моря, $39,7 \pm 1,3$ тыс. лет назад. Согласно этим датам возраст ледового комплекса теперь определен Х.Майером и А.Ю.Деревягиным^[56] в интервале времени между 55-28,7 тыс. лет назад. При этом наиболее молодая часть отложений ледового комплекса были недоступны для отбора.

Пыльцевые спектры из вмещающих отложений^[57] демонстрируют преобладание тундровой растительности, что указывает на относительно теплые летние условия и с достаточно высоким увлажнением летнего сезона. Сопряженный анализ данных палинологического и изотопного анализа заставляет предположить, что в то время среднегодовые температуры в районе о.Бол. Ляховский были довольно высокими.

В течение периода роста повторно-жильных льдов последних 50 тыс. лет, зимние температуры были экстремально холодными, что следует из изотопного состава повторно-жильных льдов этого горизонта. На о.Бол. Ляховский был проанализирован состав стабильных изотопов для различных генераций ледяных жил для реконструкции развития палеоклимата. Изотопный состав ледяных жил на острове Бол. Ляховском существенно изменчив во времени, и варьирует от $-37,3\text{‰}$ и $-19,2\text{‰}$ для значений $\delta^{18}\text{O}$ и от -290‰ до -150‰ для величин $\delta^2\text{H}$. В пределах одной ледяной жилы наблюдался относительно постоянный изотопный состав с изменениями меньше чем 4‰ и 30‰ по значениям $\delta^{18}\text{O}$ и величине $\delta^2\text{H}$.^[56] Для всех ледяных жил на о. Бол. Ляховский, включая современные ледяные жилы, средние значения d_{exs} изменяются между $4,5\text{‰}$ и 12‰ .^[55]

На основании изучения вариаций стабильных изотопов выделены^[56] три плейстоценовых горизонта (хотя во всех горизонтах отмечен весьма легкий изотопный состав): а). Ледяные жилы самого древнего горизонта имеют средний изотопный состав около -32‰ для значений $\delta^{18}\text{O}$ и -250‰ для величин $\delta^2\text{H}$; б). Для ледяных жил горизонта Б экстремальные значения $\delta^{18}\text{O}$ составляют $-37,3\text{‰}$ и величина $\delta^2\text{H} = -290\text{‰}$ с соответствующим средним изотопным составом значений $\delta^{18}\text{O}$ $-35,5\text{‰}$ и величин $\delta^2\text{H}$ -280‰ ; в). Ледяные жилы горизонта А и Б охарактеризованы относительно низким средним дейтериевым эксцессом d_{exs} от 5 до 7‰ ; г). В ледовом комплексе жилы охарактеризованы средними значениями $\delta^{18}\text{O}$ от $-32,5\text{‰}$ до $-28,5\text{‰}$ и значения $\delta^2\text{H}$ от -250‰ до -220‰ , и таким образом близки по значениям к жилам из нижней части горизонта А. В основании ледового комплекса значение дейтериевого эксцесса - d_{exs} колеблется между 8 и $10,3\text{‰}$. В верхней его части значение дейтериевого эксцесса

около 5‰.^[56]

Зимние температуры во время формирования отложений ледового комплекса можно реконструировать как относительно холодные для интервала времени 50-28,7 тыс. лет назад.^[55] Низкая концентрация пыльцы при доминировании пыльцы типичных тундровых растений свидетельствует по мнению А.Андреева^[57] о холодных климатических условиях летнего сезона, более влажный чем раньше. Можно предположить некоторое увеличение как зимних, так и летних температур. Зимние температуры были лишь слегка теплее, но сопоставимы с температурами, полученными по ледяным жилам горизонта А. Из-за подобного стабильного изотопного состава, можно, по заключению Х.Майера, рассматривать горизонт А как более древний аналог ледового комплекса. Это подтверждается сходной структурой осадков, высокой льдистостью (суммарная влажность от 60 до 170%). Подобный тип ледяных жил, присутствие палеопочв и ледяных шлиров, прерванных линзоподобным включениями и сетчатой криотекстурой. в обоих горизонтах.

На о.Бол. Ляховский никогда не было зим теплее, чем в настоящее время, даже в самые теплые фазы голоценового оптимума, что убедительно подтверждает вывод, ранее полученный на основе анализа изотопного состава десятков разрезов жил, формировавшихся во время оптимума голоцена^[9] о суровых зимах оптимума голоцена и активном (может быть даже более активном, чем сейчас) формировании жил в Российской Субарктике. Для голоценовых ледяных жил в отложениях аллювия и термоэрозионных долин, а также для современных ледяных жил наклон диаграмм $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^{2}\text{H}$ изменяется около 7.5. Аласные ледяные жилы с относительно низкими значениями наклона 7,1 возможно находились под воздействием процессов испарения из-за стекания талой воды по склонам.^[56]

Присутствие в палиноспектрах криоксерофильных видов также указывает на холодные и сухие условия летнего сезона^[56] в течение времени формирования горизонта Б. Это хорошо согласуется с морфологией повторно-жильных льдов и данными по стабильным изотопам. В горизонте Б, а также на контакте с верхней частью горизонта А и в основании ледового комплекса обнаружены различные ледяные жилки и субвертикальные ледогрунтовые жилы, демонстрируя гетероцикличность развития комплекса. Большое количество погребенных и многоярусных ледяных жил в горизонте В предполагает быстрое накопление отложений.

Другие объяснения погребения голов повторно-жильных льдов могут быть связаны с изменениями в термическом или гидрологическом режиме, то есть уменьшением глубины протаивания активного слоя. На высокую скорость отложения осадка указывают AMS ^{14}C датировки органического материала- корешков трав *in situ* около 50 тыс. лет в пределах 5-8 метровой толщи горизонта Б. С высокими скоростями осадконакопления связаны не только ледяные жилы, но также и вертикальные структуры морозобойных трещин могут быть захоронены также. Это ведет к переплетению ледяных жил, что первым объяснил Росс Маккай, поэтому что морозобойное растрескивание могло не происходить в том же самом месте. Это – одно из возможных объяснений формирования ледогрунтовых жил, которые состоят из многочисленных элементарных ледяных жилок перемежающихся с минеральными жилами. Существующие данные не позволяют решить, является ли причиной формирования ледогрунтовых жил более высокая скорость накопления отложений или относительно более низкое количество зимних осадков. Поскольку ледогрунтовые жилы обнаружены также около нижней границы в зоне с

более более тяжелым изотопным составом, по мнению Х.Майера и А.Ю.Деревягина^[56], можно интерпретировать ледогрунтовые жилы как показатель начальной стадии роста повторно-жильных льдов и возможно это начало формирования позднеплейстоценового ледового комплекса на о. Большой Ляховский. Эту версию подтверждает возникновение относительно небольших ледяных жил в нижней части ледового комплекса. Хорошо известно, что изотопный состав зимних осадков в Канаде, формирующихся в Тихом океане характеризуется низкими значениями дейтериевого эксцесса. На основании этого Х.Майер^[56] делает вывод о том, что Тихий океан – возможный зимний источник осадков для о.Большой Ляховский. Нам кажется, что это пока мало обоснованная гипотеза, хотя полностью отрицать некоторое участие тихоокеанских воздушных масс в отдельные периоды плейстоцена и голоцена в сложении жил о.Бол.Ляховский, вероятно, не стоит. На п-ове Быковский сдвиг в сторону повышения значений дейтериевого эксцесса $\delta\epsilon$ было обнаружено в жилах, датированных около 20 тыс. лет. Это интерпретировалось как смена источника влажности.^[56] Если подобная смена основного источника зимней влаги имела место, можно ожидать резкое увеличение значений дейтериевого эксцесса у голоценовых ледяных жил по сравнению с ледовым комплексом. На о. Бол. Ляховский отмечено небольшое увеличение дейтериевого эксцесса с 5‰ (в ледовом комплексе) до 7‰ (в жилах аласов).

Изучение ледяных жил на о. Бол. Ляховский на востоке моря Лаптевых в северной Сибири, показывает условия непрерывного существования многолетнемерзлых пород в течение последних 200 тыс. лет. Посредством изучения стабильных изотопов, выделено шесть генераций повторно-жильных льдов, которые используются для реконструкции палеоклиматической обстановки. Эти палеорекострукции основаны на сравнении между стабильным составом изотопов современных осадков (снег и дождь) с современными ледяными жилами, которые были идентифицированы посредством исследований содержания трития. На о. Большой Ляховский, современные ледяные жилы наиболее вероятно получают питание из талой воды снега, и, следовательно, вполне обоснованно, что зимние температуры выводятся из значений изотопного состава ледяных жил.^[9]

Изменения содержания тяжелых изотопов кислорода и водорода показывают существенные изменения зимнего температурного режима на о. Большой Ляховский. Период холодных зимних температур был определен для последних 200 тыс. лет. Согласно радиоуглеродным данным, пока фиксируется перерыв в осадконакоплении длительностью примерно в 100 тыс. лет, включая и эемский период, за которым последовал период экстремально холодных зим, наступивший примерно 50 тыс. лет назад, который характеризовался высокими скоростями накопления отложений, иногда превышающими скорости вертикального роста повторно-жильных льдов.^[56]

В отложениях последнего классического позднеплейстоценового ледового комплекса появляются ледогрунтовые жилы. В течение этого времени, зимы, были очень холодными. Тенденция к потеплению отразилась на изотопном составе голоценовых повторно-жильных льдов, по сравнению с позднеплейстоценовыми жилами здесь отмечен резкий скачок в содержании тяжелых стабильных изотопов кислорода и водорода. Наиболее высокие зимние температуры отмечены для современных ледяных жил на о. Бол. Ляховский.

По мнению Ю.К. Васильчука^[40] разрезы о. Бол. Ляховский являются гетерогенными образованиями, в развитии повторно-жильных льдов уверенно выделяется гетероцикличность, а распределение радиоуглеродных дат может указывать и на латеральную гетерохронность толщи.

Остров Фаддеевский. Пыльцевой анализ, анализ ископаемых растительного происхождения, и радиоуглеродный анализ 1,4-м среза термокарстового образования на острове Фаддеевском (75°20' с.ш., 143°50' в.д., высота 30 м) позволили А.А. Андрееву с соавторами [58] получить данные об окружающей в период позднеплейстоценового межстадиала. Обычные радиоуглеродные датировки (25700 ± 1000 , 32780 ± 500 , 35200 ± 650 лет назад.) и две AMS-датировки (29950 ± 660 и $42\,990 \pm 1280$ лет) указывают на то, что отложения были накоплены во время каргинского периода. Многочисленные ископаемые останки мамонтов (*Mammuthus primigenius*), которые были собраны в непосредственной близости от места исследования, датированы 36700-18500 лет. Редкие кости бизонов (*Bison priscus*) датированы 32200 ± 600 и 33100 ± 320 лет. [58]

Непрерывные глинистые, опесчаненные и оторфованные разрезы, содержащие пыльцу и радиоуглеродные данные с острова Фаддеевский, указывают на то, что растительные сообщества существовали примерно 32-25 тыс. лет назад. А.А. Андреев с соавторами [58] указывают, что нет никаких доказательств того, что 43-25 тыс. лет назад в этой области существовал гипотетический Панарктический ледовый щит. Также они не нашли доказательств того, что он существовал на острове в течение последнего ледникового периода или в голоцене.

Песчано-ледяные жилы на побережье и островах моря Лаптевых. А.Ю.Деревягиным и др. [59] приведены данные по распространению, криогенному строению и изотопному составу песчано-ледяных жил в плейстоценовых песчаных отложениях (возраст более 50 тыс. лет) на побережье и островах моря Лаптевых. Мощные толщи песков подстилают отложения верхнеплейстоценового ледового комплекса и содержат несколько ярусов песчано-ледяных жил. В изученных разрезах описаны переходы от песчано-ледяных жил к повторно-жильным льдам и зоны контакта песчано-ледяных жил с вышележащими повторно-жильными льдами ледового комплекса. Наиболее легким изотопным составом (средние значения $\delta^{18}\text{O}$ от $-34,3$ до $-36,0$ ‰ и величины $\delta^2\text{H}$ от $-258,2$ до $-280,8$ ‰) характеризуются древние полигонально-жильные системы, развитые в среднепозднечетвертичных отложениях о. Большой Ляховский. Песчано-ледяные жилы в верхнеплейстоценовых песках мыса Мамонтов Клык (Анабаро-Оленекское междуречье) имеют более тяжелый изотопный состав (средние значения $\delta^{18}\text{O}$ от $-28,5$ до $-31,7$ ‰ и величины $\delta^2\text{H}$ от $-222,4$ до $-245,4$ ‰). Изотопный состав песчано-ледяных жил указывает на холодные и сухие климатические условия периода их формирования. Сравнительный анализ изотопного состава изученных песчано-ледяных жил и повторно-жильных льдов показывает их сходство. Приведены также данные об условиях формирования и изотопном составе современных песчано-ледяных жил на Земле Бунге. Проведенные А.Ю.Деревягиным и др. [59] исследования показали, что широко распространенные в береговой зоне и на островах моря Лаптевых многолетнемерзлые песчаные отложения содержат полигонально-жильные структуры с песчано-ледяным заполнителем – песчано-ледяные жилы. Ширина песчано-ледяных жил достигает 4–5 м. Возраст вмещающих отложений более 50 тыс. лет. Многоярусное расположение песчано-ледяных жил в разрезах, частые переходы в пределах одной полигонально-жильной системы от песчано-ледяных жил к повторно-жильным льдам свидетельствуют о многократных сменах гидрологического режима мелководного, периодически осушающегося пресноводного бассейна и фациальных условий осадконакопления песчаных отложений. Толща песков с песчано-ледяными жилами, как правило, перекрывается отложениями ледового комплекса, возраст которых в районе мыса

Мамонтов Клык составляет 30–35 тыс. лет. Переход от песчаной толщи к отложениям ледового комплекса сопровождается увеличением содержания пылеватых частиц, органических включений, прослоев и линз торфа, возраст которых около 40–46 тыс. лет. Мощные сингенетические ледяные жилы ледового комплекса внедряются в нижележащую песчаную толщу на глубину до 5–6 м, нередко расщепляя песчано-ледяные жилы. Изотопный состав песчано-ледяных жил весьма близок к изотопному составу песчано-ледяных жил ледового комплекса, что указывает на генетическое сходство источников их питания. Характеристики изотопного состава песчано-ледяных жил подтверждают существующие представления о сухих и холодных климатических условиях периода их формирования. Среднезимние температуры воздуха периода формирования песчано-ледяных жил в среднем-позднем плейстоцене по приближенной формуле Ю.К. Васильчука^[9,10] могли быть ниже современных на 15 °С и более, а верхнем плейстоцене – на 10–12°С. Современное образование песчано-ледяных жил в песчаных отложениях (Земля Бунге, Новосибирские о-ва) происходит в условиях сурового (среднезимняя температура воздуха около –23 °С) и сухого (годовое количество осадков 130–140 мм) климата. Относительно высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$, вероятно, связаны с процессами изотопного фракционирования в результате интенсивного испарения.^[59]

Влияние криогенеза на глинистые минералы в едоме. В.Н.Конищевым и В.В. Роговым^[60] рассмотрено влияние криогенеза на глинистые минералы в составе едомы. Ими показано, что направлением изменения унаследованных глинистых минералов, подверженных попеременному промерзанию–оттаиванию, является разрушение всех типов их структурных групп. В.Н.Конищев и В.В. Рогов^[60] предположили, что выявленные различия в минералогическом составе между сингенетической мерзлой толщей едомных супесей и суглинков и более древними отложениями объясняются прежде всего тем, что в процессе криогенного выветривания происходят существенные структурные изменения глинистых минералов, присутствующая в сингенетических едомных толщах группа смешаннослойных минералов с подвижной решеткой – это результат криогенного преобразования. В едоме присутствуют измененные формы минералов различных структурных групп, возникших в процессе криогенного выветривания исходной ассоциации глинистых минералов дочетвертичных осадочных пород. С этими образованиями, видимо, имеют тесную генетическую связь и аморфные соединения, характерные для фракции размерностью менее 1 микрона, сингенетической мерзлой толщи. Изложенные выше данные необходимо иметь в виду при палеогеографических построениях и выводах о генезисе отложений. Например, если не принимать в расчет процессов криогенного изменения глинистых минералов, можно сделать вывод об экзотичности льдистых едомных суглинков и супесей Северо-Востока России по сравнению с более древними толщами. Отсюда может последовать вывод об их эоловом генезисе, хотя в действительности своеобразие минералогического состава глинистой фракции объясняется криогенными факторами.^[60-63]

Разрез озерной вкладки Мамонтовой Горы на левобережье Алдана (62.978056° с.ш., 133.952778° в.д.) вызвал наибольшие затруднения при датировании. Ледяные жилы высотой более 5 м в верхней части 50-60-метровой террасы залегают в озерно-болотных вкладках, венчающих ее разрез.^[9] Отложения мощностью 9-12 м представлены темно-серыми озерными суглинками.

Первоначально на основании множества датировок по древесине из этих суглинков в диапазоне от 35 до 46 тыс. лет^[64,65] накопление суглинков и жил в них было датировано

временем старше 30 тыс. лет. На глубине 8,0 м (ниже подошвы бурых суглинков) получена дата 44000 ± 1900 лет (МГУ-ИОАН-121), на глубине 3,0 м – 40600 ± 550 лет (МГУ-ИОАН-56), а между ними 26,8 тыс. лет.^[64] Налицо явные признаки переотложения древесного материала. Певе Трой во время экскурсии также отобрал образцы на ^{14}C и датировал их в лаборатории Смитсоновского института^[65]: с глубины 1,0 м получена дата 415 ± 40 лет (SI-1968), с глубины 5,0 м – 42150 ± 3700 лет SI-1965), с глубины 8,0 м – 46700 ± 1500 лет (SI-1972). Конечная датировка с глубины 4,0 м – 4020 ± 150 лет – получена по сборам М. С. Иванова. Две датировки из суглинков с глубин более 10 м – за пределами; так же за пределами является пять датировок из подстилающих суглинки песков. Ю.К.Васильчук (по сборам 1985 г.) получил^[66] две позднеплейстоценовые даты: по обломкам древесины на глубине 2,6 м на – 35000 ± 400 лет (ГИН-4604), а на глубине 8,0 м 38400 ± 500 лет (ГИН-4603), а вот из прослоя автохтонного торфа, залегающего на контакте серого и бурого суглинков на глубине 2 м получена голоценовая дата 4800 ± 40 лет (ГИН-4607). Автор даже полагал предположили, что и возраст жил скорее голоценовый, хотя заметно изотопически отрицательные значения $\delta^{18}\text{O}$ (в основной – верхней части жил в среднем $-28,5\text{‰}$, тогда как на пойме Алдана в современных жилах величина $\delta^{18}\text{O}$ составляет $-26,3$ и $-25,1\text{‰}$) серьезно противоречили этому (но в тоже время в хвостах жил в озерных вкладках были получены несколько очень высоких значений $\delta^{18}\text{O}$ до $-16,5\text{‰}$, которые обогащены континентальными солями – более 400 мг/л)^[66]. Прямое датирование органики из жил методом AMS^[67] опровергло обе точки зрения. Полученные три даты в диапазоне 17-19 тыс. лет назад указывают на то, что жилы моложе 20, но старше 10 тыс. лет. Интересно, что одной из первых из суглинков на глубине 5,5 м была получена дата $26\,800 \pm 600$ лет (МГУ-ИОАН-44), однако ее сочли омоложенной вследствие плохой сохранности древесины^[64, стр. 163]. В свете новых полученных дат она представляется более близкой к истинному времени накопления суглинков, хотя и несколько более древней, так как, скорее всего, почти вся древесина в этих суглинках переотложена ручьями из более древних позднеплейстоценовых осадков. Удревление сверху вниз более кондиционных датировок по микроорганике наглядно подтвердило наличие вертикальной стратификации повторно-жильного льда, который, хотя и накапливается в повторно возникающих морозобойных трещинах, формируется одновременно с накоплением отложений, поэтому снизу вверх его возраст становится более молодым. Измерения по столь малым образцам, показали широкие возможности использования радиоуглеродного датирования при исследовании подземных льдов, даже в тех случаях, когда примесь органики в них очень невелика, т.е. практически каждая ледяная залежь, повторно-жильного или пластового типа, или даже шлировый сегрегационный лед могут быть весьма достоверно датированы с помощью AMS.

Разрез едомных отложений Мамонтовой Горы исследован С.Поппом с соавторами.^[68] Радиоуглеродное датирование древесного остатка из осадков немного выше отбора проб льда дало результат 41230 (KI-5183) лет. Этот возраст хорошо согласуется с ранее опубликованными результатами измерений на этом обнажении, предполагая, что рост ледяных жил имел место примерно между 46700 ± 1500 ^{14}C лет назад и 34020 ± 1500 ^{14}C лет назад^[65]. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в среднем равны $-30,5 \text{‰}$, а величина $\delta^2\text{H}$ -237‰ , d_{ex} равняется $7,6 \text{‰}$. Вариации в изотопном составе не велики – менее 2‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и 16‰ для $\delta^2\text{H}$.^[68]

Отобранный из повторно-жильного льда на озере Сырдах материал дает возраст $21710 \pm$

680 ^{14}C лет. На озере Улкахан Сырдах датировки льда дают 13110 ± 680 ^{14}C лет на боковой границе жилы и 3755 ± 30 ^{14}C лет в центре. Мелкоземный материал характеризуется непараллельными линзовидными криотекстурами и весовой льдистостью 30%, а также наличием палеопедологических признаков. На озере Улахан Сырдах вершина обнажающейся ледяной жилы имеет ширину приблизительно 2.1 м и 2.3 м в длину. Однако сама жила, предположительно простирается вниз на глубину до 10 м, по крайней мере до термокарстового озера внизу. На точке у озера Сырдах обнажающаяся жила имеет приблизительно 3 м в ширину и 0.8 м в длину, но настоящее ее простираение предположительно так же велико, как и на предыдущем озере.

Среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ равно -31.3 ‰ и средняя величина $\delta^2\text{H}$ -246 ‰ на озере Улкахан Сырдах и на озере Сырдах – среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ равно -30.8 ‰ и редняя величина $\delta^2\text{H}$ -245 ‰. Эти значения, так же как и их малый разброс, очень похожи изотопные данные, полученные на Мамонтовой горе. Но они отличаются меньшим средним значением δexs – $-1,8$ ‰ и $4,5$ ‰, соответственно, тогда как δexs в жилах Мамонтовой Горы равняется $7,6$ ‰. [\[68\]](#)

Едома Чукотки

А.Н. Котов [\[69\]](#) рассмотрел условия криолитогенеза едомных пород Чукотки в позднем плейстоцене. Наиболее известные останцы позднеплейстоценовых пород ледового комплекса Чукотки расположены в долине р. Майн, на о. Айон и на побережье Восточно-Сибирского моря. Обнаружены и изучены аналогичные образования на северном побережье залива Онемен, на о. Врангеля, в долинах рек Анадырь, Амгуэма и Танюер. Для пород ледового комплекса Чукотки, формировавшихся при глобальном похолодании климата в конце позднего плейстоцена, А.Н. Котовым [\[69\]](#) было выделено семь обстановок криолитогенеза и в соответствии с ними семь криогенных фаций. Вероятно, этим далеко не исчерпывается полный их набор, что связано с недостаточной криолитологической изученностью территории и глобальной деструкцией льдистых отложений в голоцене. Почти для каждой из обстановок криолитогенеза методами криофациального анализа удалось количественно оценить такие важные палеогеокриологические характеристики, как мощность СТС, среднегодовая температура мерзлых пород и амплитуда колебания температур на поверхности почвы. Ряд использованных расчетных данных был взят из литературных источников, что делает и без того приближенно-расчетный метод – эскизным. Однако полученные заведомо приближенные значения палеотемператур и палеоамплитуд все-таки позволяют выявить существенные различия в геокриологических условиях выделенных обстановок криолитогенеза и характер их изменения по сравнению с современными параметрами. Среднегодовые температуры ММП были значительно ниже современных. Палсоамплитуды колебания температуры на поверхности накопления пород ледового комплекса свидетельствуют о существенно более континентальных условиях того времени. К примеру, современные амплитуды колебания температур на поверхности почвы в районе зал. Онемен не превышают 13 °C, а в конце позднего плейстоцена они достигали 25° . То есть в условиях глубокой регрессии моря, выделяемой для этого периода времени, район превращался из прибрежного в континентальный. Палеогеокриологические построения вполне подтверждаются и реконструкциями среднезимних палеотемператур, выполненными по результатам определений изотопно-кислородного состава ПЖЛ

Выполненные исследования позволили А.Н. Котову [\[69\]](#) сделать следующие основные выводы:

– обстановки осадконакопления в криолитозоне определяют характер промерзания и ледообразования, но сами находятся в прямой зависимости от геокриологических условий и криогенных процессов. В итоге образуется мерзлая порода, а не осадок, которому для перехода в породу требуется длительный период времени (в геологическом смысле). То есть это не обстановки осадконакопления в чистом виде, а обстановки криолитогенеза, и именно они обуславливают состав и криогенное строение продуктов криолитогенеза (криолитогенные породы);

– в строении пород ледового комплекса выделяются массовые, редкие и уникальные фации. Обстановка криолитогенеза запечатлена в составе и строении массовых фаций, слагающих основной объем криолитогенных толщ. Образование редких фаций связано с экстремальными, редко повторяющимися событиями (к примеру, с аномально крупными половодьями) и обусловлено конкретными условиями осадконакопления. Возникновение уникальных фаций происходило в результате геологических событий, не являющихся следствием данной геолого-геоморфологической среды (прослои вулканического пепла);

– ведущим процессом при формировании пород ледового комплекса является мощное повторно-жильное и сегрегационное ледообразование, объемная льдистость отложений превышает 50–85 %. Именно ледяная компонента определяет похожий внешний облик генетически разнородных толщ.

Ранее А.Н. Котовым были опубликованы данные по изотопному составу едомных позднеплейстоценовых повторно жильных льдов в устье р. Анадырь^[70], в долине р.Танюер^[71], на острове Врангеля^[72] и др.

Пыльца и споры в едомных повторно-жильных льдах

В 2007 г. опубликована монография А.К. Васильчук^[73], основанная на палинологических исследованиях, выполненных по экстрактам, непосредственно извлеченным из едомных повторно-жильных льдов, а в 2009 г. эти дополненные материалы защищены как докторская диссертация^[74]. А.К. Васильчук^[73-77] рассмотрены проблемы, связанные с реконструкцией ландшафтного и палеотемпературного сигнала в палеопалиноспектрах из сингенетических повторно-жильных льдов в криолитозоне России. Детально охарактеризованы палиноспектры опорных синкриогенных позднеплейстоценовых и голоценовых разрезов: Сеяхинского полигонально-жильного комплекса, позднеплейстоценовой синкриогенной толщи в устье р. Монгаталянгяха, полигонально-жильных комплексов в устье р. Гыда на севере Западной Сибири и Зелёного Мыса, Дуванного Яра и Плахинского Яра в долине р.Колымы. Выполнена позднечетвертичная палиностратиграфия криолитозоны Евразии и межрегиональная корреляция, прослежена связь с глобальными изменениями климата Земли. Рассмотрены главные палинологические и геохронологические рубежи позднего плейстоцена и голоцена. Показано отражение событий Хайнриха на спорово-пыльцевых диаграммах полигонально-жильных комплексов. Для интерпретации палинологических данных Арктики и Субарктики, важны не только температуры сезона вегетации, но и продолжительность сезона вегетации. Поэтому, по мнению А.К. Васильчук^[73,74] сумма положительных температур наиболее адекватный показатель для реконструкций по палиноспектрам.

Вариации сумм положительных температур для последних 50 тыс. лет реконструированы для севера Западной Сибири и севера Якутии а) с учетом возможного переотложения

палиноморф, включая четвертичные пыльцу и споры, б) с учетом фациальной вариабельности едомных отложений, в) на базе разделения региональных и локальных компонентов палиноспектров – для этого сопоставлены данные по палиноспектрам повторно-жильных льдов и вмещающих отложений, г) по соотношению ключевых компонентов палиноспектров криолитозоны. [\[73-77\]](#)

А.К. Васильчук, исследовала пыльцу и споры непосредственно экстрагируя их из жильного льда в едомных толщах [\[73-75\]](#) и пришла к важным методическим выводам, касающимся разделению пыльцевых спектров на локальные, региональные и дальнезаноносные компоненты [\[76\]](#) и важности изучения тафономии пыльцевых зерен [\[77\]](#). Согласно выводам А.К. Васильчук [\[76\]](#) для анализа палиноспектров, сформировавшихся в тундровой зоне, удобно обособлять локальные от региональных и дальнезаноносных компонентов палиноспектров. Региональные и локальные составляющие палиноспектров следует по-разному использовать для оценки, идентификации и реконструкции фитоценозов, продуцирующих пыльцу и споры. Дальнезаноносные и региональные компоненты спектров не могут быть индикаторами местных тундровых фитоценозов, но их можно с успехом использовать для сопоставления спорово-пыльцевых диаграмм разрезов, находящихся на значительном удалении друг от друга (300-500 км), поскольку региональный пыльцевой дождь в безлесном пространстве тундр изменяется на больших площадях и синхронно отражается на составе палиноспектров участков, располагающихся на большом расстоянии друг от друга. Поступление дальнезаноносной пыльцы древесных пород в тундровой зоне меньше подвержено изменениям по сравнению с поступлением пыльцы и спор местных растений, которое связано с колебаниями продуктивности. Поэтому изменение состава дальнезаноносной пыльцы свидетельствует о перестройке растительных сообществ на территории, являющейся источником дальнезаноносных компонентов. Локальные компоненты палиноспектров фиксируют особенности местных фитоценозов. Кроме того, на них оказывает воздействие перераспределение пыльцы и спор под воздействием местных тафономических факторов. Концентрация пыльцы древесных пород резко падает на границе леса и тундры. Поэтому тундровые палиноспектры можно выделить на основании резкого падения концентрации пыльцы древесных пород при переходе от лесных условий к тундровым. Заметное снижение концентрации пыльцы и спор происходит и при переходе от субарктических тундр к арктическим. В этом случае снижение поступления пыльцы и спор на поверхность происходит за счет снижения содержания пыльцы кустарников, трав и кустарничков. Поступление на поверхность дальнезаноносной пыльцы в тундровой зоне Евразии практически постоянно, а колебания ее содержания обусловлены колебаниями пыльцевой продуктивности местных растений. Дальнезаноносная пыльца попадает на территорию тундр как в летне-весенний, так и в зимний сезоны. Для арктических тундр поступление на поверхность дальнезаноносной пыльцы играет определяющую роль в формировании палиноспектров. Особенности адаптации растений к суровым условиям тундры непосредственно влияют на процессы формирования спорово-пыльцевых спектров, особенно на локальную составляющую. Длительная жизнеспособность цветов обуславливает равномерное рассеяние пыльцы, а закрытое цветение способствует снижению пыльцевой продуктивности растений и, следовательно, низкой концентрации пыльцы в отложениях. Это отражается на пыльцевой продуктивности анемофильных растений семейств осоковых, злаковых и др., играющих заметную роль в спорово-пыльцевых спектрах. Количество пыльцы древесных пород на северном пределе в существенной мере отражает климатические условия. Однако этот сигнал может стать заметен в ископаемых спектрах только при использовании осредненных данных за достаточно длительный период (десятки-сотни лет). Над безлесными пространствами к

северу от границы леса формируется региональный пылевой дождь, состоящий в основном из дальнезаносных компонентов. Анализ содержания пыли древесных пород в субфоссиальных палиноспектрах тундровой зоны показал, что поступление пыли на поверхность обусловлено аэродинамическими свойствами пылевых зерен. Распределение пылевых зерен сосны обыкновенной более равномерно по сравнению с распределением пыли кедра сибирского и березы древесных форм. Концентрация пыли карликовой березки имеет выраженный максимум в южных кустарниковых тундрах.

А.К. Васильчук показано^[77], что состав первичных палиноспектров изменяется в процессе транспортировки и перераспределения пыли и спор по земной поверхности и фоссилизации.^[77] Эти процессы особенно заметно проявляются в тундровой зоне. Рассмотрены особенности формирования палиноспектров в субэзальных и субаквальных отложениях тундровой зоны, выявлены различия в содержании палиноморф с разрывными нарушениями эскины. Прослежено изменение воздействия региональных и локальных тафономических факторов на склоне в арктических тундрах. Рассмотрена сохранность пыли в отложениях тундровой зоны, в снежниках и повторно-жильных льдах.^[77]

Южная граница распространения древних и современных повторно-жильных льдов в России

В 2004 г вышла работа Ю.К. Васильчука^[78] в которой рассмотрена южная граница распространения древних и современных повторно-жильных льдов. Рассмотренные самые южные из известных сейчас местонахождений жил позволяют существенно уточнить южную границу ареала повторно-жильных льдов, ранее проведенную П.А.Шумским и Б.И.Втюриным^{[79] [1963]}. Показано, что граница встречаемости самых южных местонахождений повторно-жильных льдов на севере Европейской части России она проходит примерно по 66°30' - 67° с.ш., в Западной Сибири она располагается по 63°30' - 64° с.ш., а восточнее 90° в.д. в Туве, Монголии, Китае и в Амурской области граница распространения жил достигает 49-52° с.ш. Среднегодовые температуры многолетнемёрзлых пород, в которых встречены повторно-жильные льды, составляют около -1, -1,2°C, хотя в принципе их вероятно можно встретить и в близких к 0°C мёрзлых породах. Современный рост повторно-жильных льдов отмечен в пределах массивов со среднегодовыми температурами грунта около -1,5 -2°C. При оценке палеогеокриологических условий по находкам псевдоморфоз следует принимать во внимание, что разрыв между южной границей ареала псевдоморфоз, и реконструируемой по ним границы палеокриолитозоны может быть весьма невелик и в отдельных случаях не превышает первых сотен километров. Показано, что растрескивание может происходить на посткриогенном этапе, на стадии оттаивания деятельного слоя.^[78]

Гетероцикличность, гетерохронность и гетерогенность едомы

В изданной в 2006 г. монографии^[40] изложена новая концепция Ю.К. Васильчука, рассматривающая повторно-жильные льды и вмещающие их многолетнемёрзлые толщи как гетероциклические, гетерохронные и гетерогенные образования. Приведены материалы, обосновывающие проведение новой южной границы распространения современных повторно-жильных льдов в Евразии. Предложен новый механизм посткриогенного растрескивания на стадии оттаивания деятельного слоя. Осуществлена хронология, и палеогеографическая корреляция полигонально-жильных структур

опорных разрезов севера Европейской части России, Западной и Средней Сибири, севера и центральной части Якутии, Чукотки и Магаданской области, Тувы и Забайкалья, с использованием AMS-радиоуглеродного датирования непосредственно по микровключениям из ледяных жил. Получен более достоверный палеогеографический и палеоклиматический сценарий развития палеокриосферы в полярных областях России для периода последних 50 тыс. лет. В главе 1 показаны южная граница распространения современных повторно-жильных льдов на равнине и в среднегорье. В главе 2 рассмотрена авторская модель гетероциклического развития едомных сингенетических повторно-жильных льдов. Глава 3 посвящена радиоуглеродному датированию повторно-жильных льдов по органическому материалу во вмещающих отложениях и прямому AMS-радиоуглеродному датированию повторно-жильных льдов по микровключениям органического материала из едомных жил и по концентрату пыльцы и спор в повторно-жильных льдах. В главе 4 рассмотрена вертикальная и латеральная гетерохронность и гетерогенность Дуванноярского едомного массива с сингенетическими повторно-жильными льдами. Глава 5 посвящена рассмотрению радиоуглеродного возраста и изотопной характеристики опорных разрезов севера России и Северной Америки. В главе 6 рассмотрены парагенетические сочетания повторно-жильных льдов с сегрегационными и инъекционно-сегрегационными льдами в ядрах бугров пучения, с внутригрунтовыми пластовыми льдами, с наледными льдами и с ледниковыми глетчерными и айсберговыми льдами. В главе 7 показано отражение событий Дансгора-Эшгера в изотопной записи сингенетических повторно-жильных льдов. [\[40\]](#)

Едома Аляски

Фокс пермафрост туннель. Наиболее тщательные данные о едоме в центральной Аляске получены на основе исследований, проведенных в мерзлом туннеле CRREL недалеко от Фэрбенкса, где обнажились только нижние 7 м разреза едомы. После обстоятельного обзора, выполненного Т.Хэмилтоном с соавторами [\[80\]](#) исследования были продолжены [\[81-83\]](#). Наблюдения Ю.Л. Шура с коллегами [\[81\]](#) внутри туннеля CRREL показывали, что для едомных многолетнемерзлых пород характерны слоистые, линзовидно-слоистые и микролинзовидные криогенные текстуры. Сетчатые криогенные текстуры указывают на локальную модификацию оттаивания. В период роста сингенетических многолетнемерзлых пород вдоль жильных льдов может эпизодически активизироваться, термокарстовая эрозия приводя к развитию оврагов и тоннелей в приповерхностных отложениях. Возникающие в результате оттаивания локальные полости могут приводить к образованию термокарстово-пещерного льда и псевдоморфоз. Их можно рассматривать как дополнительные характеристики сингенетического роста едомы. [\[81\]](#) Продолжив криостратиграфические исследования в тоннеле эти же авторы [\[82\]](#) подтвердили, что длительно продолжающийся сингенетический рост многолетнемерзлых пород часто сопровождается эпизодической флювио-термальной эрозией, которая действует преимущественно вдоль жильных льдов. Здесь может даже происходить переотложение отложений, подрез бокового потока и локальное оседание талого материала. В результате формируются сетчато-хаотичные и массивные криотекстуры, отражающие эпигенетическое промерзание в местах локализованной термоэрозии и переотложения. Эти вторичные или модифицированные отложения описываются как псевдоморфозы. Они отражают места, где овраги и размытые жилы льда были заменены или заполнены гравием, песком, илом или разнообразными илисто-ледяными комплексами. Псевдоморфозы льда отражают образование термокарстового пещерного льда. [\[82\]](#)

Т. Катаяма с соавторами^[84] отобрали пробы газа, сохранившегося в ледяных жилах в тоннеле Фокс. Концентрация метана в газе жилы составила $0,8 \pm 0,006$ %, что на несколько порядков превышает концентрацию метана в атмосфере. Мы уверены, что наша проба газа в жиле была отделена от атмосферы тысячи лет, так как мы определили, что концентрация стабильного изотопа $\delta^{13}\text{C}$ составило $-84,651$ ‰, что показало, что загрязнение атмосферным воздухом было пренебрежимо мало. Радиоуглеродная дата $24\,884 \pm 139$ лет назад ($\text{NUT}_2\text{-3477}$) была определена по метану с помощью AMS на тандетронном ускорителе Университета Нагоя. Пока неизвестно, активны или бездействуют, но эти результаты свидетельствуют о том, что бактерии, адаптированные к условиям ледяных жил, выживали в течение десятков тысяч лет.^[84]

Эти данные вошли в подготовленный М.Каневским с соавторами^[83] путеводитель к экскурсии 9-й международной конференции по мерзлотоведению, в котором дана всесторонняя криолитологическая характеристика позднеплейстоценовых сингенетических едомных многолетнемерзлых пород, изученных в мерзлотном тоннеле Фокс. Ледяные жилы это основной тип массивных льдов, которые представлены в CRREL тоннеле. Цвет жильного льда от серого до темного, что отвечает присутствию супесчанно-суглинистых частиц и органических пятен во льду. Размер ледяной жилы трудно определяется. Хотя видимая ширина жил варьирует от 1 до 7 м, их настоящая ширина изменяется между 0,5 и 3 м. Так же важно подчеркнуть, обычно, только средние и нижние части жил видны. Ледяные жилы так же представлены в штольне, где жилы имеют видимую ширину до 1,8 м. Здесь, голова жилы ограничена стратиграфическим контактом между вышележащей супесью и нижележащим аллювиальным гравием. Туннель представляет хорошую возможность увидеть пересечения нескольких ледяных жил изнутри: экспозиция ледяных жил в потолке штольне позволяет оценить высоту полигонально-жильных льдов в 8-12 м.^[83]

Едома Юкона

Клондайк. Е. Котлер и К. Бёрн^[85] исследовали криостратиграфию илистых отложений долины реки Клондайк, западной части центрального Юкона. Три пачки, расположенные в сильнольдистых лессовых отложениях превисконсинского или висконсинского возраста, вместе составляют свиту Короля Соломона. Они подстилают органические отложения голоцена. Пачки отложений отличаются по криостратиграфическим особенностям и изотопно-кислородным характеристикам включенного льда. Описание криостратиграфических пачек идет от наиболее древней к самой молодой: *Ласт чанс крик* (Last Chance Creek); *Кварц крик* (Quartz Creek) пачка; Дэго Хилл (Dago Hill) пачка; и органическая пачка.

Пачка Ласт чанс крик. Фрейзер и Бёрн^[86] нашли супеси и суглинки возраста пред МакКоннел (pre-McConnell более 40 тысяч лет назад) только в двух разрезах из 23, изученных ими, а после в виде внедренного слоя, подстилаемый гравием. Они не нашли залежеобразующего льда в этих отложениях. Тем не менее, старейшую криостратиграфическую пачку мы видим в непрерывном, 400 м в длину обнажении, несоответствующем лежащему сверху речному гравия ручья *Ласт чанс*. Радиоуглеродные датировки корневищ, собранных у основания пачки, строго над уровнем гравия, и древесных остатков из криотурбированного слоя показали $45,50 \pm 5,80$ тыс. лет (BGS-2019) и $40,06 \pm 2,80$ тыс. лет (BGS-2018), соответственно. Узкие сингенетические или эпигенетические ледяные жилы, мощностью до 4 м, простираются ниже основания пачки и проникают в подстилающий гравий. Два образца были взяты в

ледяных жилах, остальные из порового льда. Диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$ для этих образцов $-28.3 \dots -26.3\text{‰}$, и соответственно значения $\delta^2\text{H}$ колебались в пределах $-225 \dots -209\text{‰}$. Пачка *Кварц крик*, соответствует возрасту 27.15 ± 0.66 тысяч лет (BGS-1754), который определялся по образцам торфа в основании суглинисто-супесчаной пачки.^[86] Пачка включает в себя нижний массивно пластовый слой. Отложения, найденные в норе суслика, в пачке *Кварц крик*, на границе с пачкой Дэго Хилл, были датированы 13.91 ± 0.07 тысяч лет (Beta-111606). Нора это самая молодая по возрасту, находка в этой пачке, которая служит относительным признаком того, что, в последнее время пачка была вскрыта до дневной поверхности. Пачка обычно расположена над гравием, ее мощность может достигать 17 м. Отложения представляют собой уплотненные слои лёсса, от зеленовато-коричневого до серо коричневого цвета. Иногда 1–10 см в нижней части пачки представлены галечниково-песчаным слоем. Образцы веточек сверху и снизу протяженного слоя тефры наблюдались в основании пачки в верховье ручья Бонанза (Bonanza Creek), радиоуглеродные датировки, соответственно, $23,52 \pm 0,21$ тыс. лет (TO-6968) и $22,30 \pm 0,19$ тысяч лет (TO-6967). Возрастная инверсия этих образцов указывает на переработку материала и самая молодая по настоящим датировкам - это старейшая на этой площадке. В слое тефры внутри этой пачки получена радиоуглеродная датировка $24,02 \pm 0,55$ тыс. лет (BGS-1755) из погребенного тефрой автохтонного торфа в Кварц Крик. Там где супеси молодого возраста не представлены над пачкой, в верхней части вскрываются ледяные жилы. Нижняя граница пачки это несогласный контакт протаивания, видимый там, где происходит подсечение ледяных жил лежащей выше пачкой *Ласт чанс крик*, но не там где пачка лежит строго над речным гравием. Девять образцов порового льда были отобраны из пачки у ручья Кварц для анализа значений стабильных изотопов. Диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$ для этих образцов $-31,9 \dots -29,3\text{‰}$, и $\delta^2\text{H}$ $-257 \dots -234\text{‰}$, эти значения значительно ниже, чем полученные в других пачках. Пачка Даго Хилл включает лессовые отложения, переслаиваемые темным органическим материалом, такими как торф, корневища, мелкие ветки, все это делает цвет отложений очень темно коричневым практически черным. Радиоуглеродные датировки $11,62 \pm 0,09$ тысяч лет (TO-6869; 13 450–13 820 календарных лет) для этой пачки были сделаны по образцам дерева, отобранным из верхней части разреза рядом с основанием Даго Хилл, а даты $10,12 \pm 0,38$ тыс. лет (BGS-2016) и $10,18 \pm 0,20$ тысяч лет (BGS-2017) определены для фрагментов дерева и торфа лежащим над гравием рядом с границей пачки у ручья Доминион. Ледяные жилы в этой пачке достигают мощности в 8 м. Двадцать семь образцов порового льда и образцов и жилы были отобраны в пачке Дэго Хилл. Диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$ для этих образцов $-28,1 \dots -21,2\text{‰}$, и $\delta^2\text{H}$ $-225\text{‰} \dots -164\text{‰}$. Тринадцать были отобраны с интервалом в 50 см параллельно границе пачек Кварц Крик – Даго Хилл для определения относительного расположения седиментологического и криостратиграфических контактов. Нижние семь образцов показали вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ между -32 и -31‰ , три самых верхних $-27 \dots -25\text{‰}$. Эти значения представляют образцы, определенные для пачек Кварц Крик и Дэго Хилл, соответственно. Образцы из средней части показали значения $\delta^{18}\text{O}$ $-29,3\text{‰}$, в то время как верхние два образца отобранные ниже слоя органики, сформировавшего стратиграфический контакт между пачками Кварц Крик и Дэго Хилл характерны для значений $\delta^{18}\text{O}$ в пачке Дэго Хилл.

Пачка *Ласт чанс крик* - это отложения пред и поздневисконсинского возраста, содержит внутри законсервированный повторно-жильный лед ($\delta^{18}\text{O} \approx -28 \dots -26\text{‰}$; $\delta^2\text{H} \approx -225 \dots -209\text{‰}$). Вышележащая пачка Кварц Крик, поздневисконсинского возраста, отличается преобладанием лесса, богатого органикой. Подземный лед практически отсутствует, хотя

отложения - сильнольдистые. Изотопный состав льда этой пачки характерен для ледниковых условий ($\delta^{18}\text{O} \approx -32\ldots-29\text{‰}$; $\delta^2\text{H} \approx -234\ldots-257\text{‰}$). Резкая смена условий увлажнения и температуры на более теплые и более влажные в конце оледенения, до голоцена, зафиксированы в сильнольдистых коллювиальных отложениях Даго Хилл (Dago Hill) ($\delta^{18}\text{O} \approx -28\ldots-21\text{‰}$; $\delta^2\text{H} \approx -164\ldots-225\text{‰}$), которые начали накапливаться 11,62 тыс. лет назад. Большие ледниковые жилы развиваются из этой пачки, и, в местах, вскрывающих подстилающие ледниковые отложения. Еще более высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ встречаются во льду органической пачки голоцена ($\delta^{18}\text{O} \approx -25\ldots-20\text{‰}$; $\delta^2\text{H} \approx -164\ldots-189\text{‰}$). Большинство крупных ледяных тел свиты Короля Соломона – это ледяные жилы, но здесь также представлены нарастающий подземный лед и пластовый особенно в пачке Даго Хилл. Залежеобразующий лед, сформированный интрузией грунтовых вод в мерзлоту, встречается в нижней зоне контакте с пачкой Кварц Крик. [\[86\]](#)

Исследования криостратиграфии, возраста и изотопного состава едом Клодайка позволили К. Бёрну с коллегами сформулировать [\[85,86\]](#) следующие выводы:

- 1). Богатые сильнольдистые лессовые отложения области исследования можно отнести к отложениям свиты Короля Соломона, состоящей из трех пачек.
- 2). Самая нижняя пачка Ласт чанс крик, состоит из сильнольдистых супесей и суглинков, сингенетических ледяных жил и криотурбированного органического материала, ее возраст более 40 тысяч лет, а значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ указывают на интерстадиальные условия предшествовавшие оледенению МакКоннелл (McConnell).
- 3). Пачка *Кварц крик* состоит из поздневисконсинского сильнольдистого лесса. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ для льда этой пачки указывают на условия полного оледенения. Отложения пачки откладывались, во время достаточно сухого климата, и рост жил не происходил.
- 4). Пачка Даго Хилл представляет отложения периода 3–4 тыс. лет подвергшиеся процессу развития коллювия в конце оледенения МакКоннелл. Широкое распространение и размер ледяных жил говорит о большей мощности снежного покрова, чем во время полного оледенения, в то же время изотопные данные из подземного льда, которые по значению выше, чем в пачке Кварц крик также, указывают на повышение температуры.
- 5). Поверхностная пачка органического вещества содержит подземный лед, со значениями $\delta^{18}\text{O}$ характерных для отложений голоцена. Ледяные жилы этой пачки не являются ни столь же большими по размеру, ни столь же широко распространенными как в пачке Даго Хилл. [\[85\]](#)

Д.Фрезе и Г. Зазула с соавторами [\[87-100\]](#) получены свидетельства, позволяющие датировать возникновение сильнольдистых едомных толщ с повторно-жильными льдами в Центральном Юконе в конце серединой плейстоцена. На участке Доминион Крик южном Клондайке, обнаружены, по крайней мере, три яруса ледяных жил, независимо датированные по двум тефровым прослоям.

Первый ярус жил, мощностью около 10 м рассекает подстилающую лесную палеопочву с корнями и пнями ели. Тефра Шип Крик (датируемая 190 ± 20 тыс. лет) обнаружена в палеоактивном слое над жилами первого яруса. Этот тефровый прослой в свою очередь рассекается жилами второй генерации. Строение разреза свидетельствует о том, что формирование некоторых жил первого нижнего яруса происходило одновременно с

накоплением тефры Шип Крик. Тефра Доминион Крик, датируемая 170 ± 20 тыс. лет, находится в толще слаборазвитой степной обогащенной – черноземной(?) палеопочвы над вторым ярусом жил. При этом данная тефра рассекается жилами третьего яруса. Многоярусный повторно-жильный комплекс в долине ручья Доминион, датируемый по тефровым прослоям, дает возможность отнести возникновение ледяных жил началу морской изотопной стадии MIS6, а формирование лесных почв к MIS 7. [\[90\]](#)

Изотопный состав ледяных жил подтверждает эту версию. Лед, отобранный из повторно-жильных льдов, сильно обеднён изотопами дейтерия, значения $\delta^2\text{H}$ варьируют от -230 до -233‰ , в то время как лед из слоя лесной палеопочвы с елью имеет значительно более высокие значения $\delta^2\text{H}$ от -175 до -189‰ , сопоставимые со значениями $\delta^2\text{H}$ в голоценовых жилах. Эти результаты указывают на то, что лед в центре Юкона сохранился, по крайней мере, со времени MIS 7 вплоть до настоящего времени. [\[90\]](#)

Д.Фрезе с коллегами [\[92\]](#) исследовали реликтовые льдистые грунты прерывистой зоны многолетнемерзлых пород центрального Юкона. многолетнемерзлых породы здесь характеризуются среднегодовой температурой выше минус двух градусов), мощность их до нескольких десятков метров, Около Доминион Крик обнаружены мощные вертикальнослоистые повторно-жильные льды располагающиеся вблизи поверхности. Сезонно оттаивающий деятельный слой срезал верхушку ледяного клина, и над этой линией несокласия сформировался деятельный слой. Вулканический пепел называющийся Голд ран тефра (Gold Run tephra) был найден в таком деятельном слое и на протяжении 50 м латерально где он перекрывает ледяной клин. Нижележащие повторно-жильные льды сформировались раньше, чем произошло отложение тефры. Две независимые датировки пепла были сделаны на двумя разными методами: от 740000 ± 60000 лет назад. Эти реликтовые жилы перекрытые пеплом представляют собой самые старые льды Северной Америки и являются свидетельством того, что многолетнемерзлые породы были долговременной частью североамериканской криосферы. Эти находки демонстрируют, что многолетнемерзлые породы существовали в прерывистой зоне со времени как минимум среднего плейстоцена. Этот возраст включает в себя несколько холодных и теплых периодов, включая эемскую стадию, которая была еще теплее, чем настоящий период. [\[90\]](#)

Д.Фрезе с соавторами [\[88\]](#) отмечают, что гравий Доминион-Крик, отобранный в устье Хантер-Крик, находится на 5 м выше нынешнего дна долины и, вероятно, имеет возраст середины позднего плейстоцена, что представляет собой небольшую аградацию долины после датирования гравия Росса. Радиоуглеродный возраст древесины, собранной в гравийной толще Доминион-Крик имеет широкий диапазон от >46 тыс. лет до 6 тыс. лет. Учитывая положение современных ручьев Доминион и Сульфур на уровне гравия Доминион-Крик, вполне вероятно, что эта пачка охватывает большую часть последних нескольких сотен тысяч лет: 1). Стратиграфия и палеомагнитная хронология ручья Доминион и его притоков указывают на то, что гравий Белого канала встречается на высоких террасах на высоте 20–40 м над современным дном долины; 2). Долина Доминион-Крик была врезана в коренную породу по крайней мере 800 тыс. лет назад во время или до отложения гравия Росса. [\[87\]](#)

Д.Фрезе с соавторами [\[91\]](#) показали, что обилие плейстоценовой фауны позвоночных и едомных толщах делают Клондайк ценным регионом для решения вопросов, касающихся отношений между млекопитающими, плейстоценовой растительностью и климатом. Они детально проанализировали ископаемых остатков арктических сусликов (*Spermophilus*

parryi): гнезд, тайников с семенами и нор. На Клондайке было извлечено и проанализировано более 100 отложений в сочетании с тефрой Шип-Крик-К-Доминион-Крик (около 80 тыс. Лет назад) и тефрой Доусона (около 25,3 ^{14}C тыс. Лет назад), что обеспечивает палеоэкологические записи для MIS 4. и ранняя MIS 2 соответственно. В макроостатках растений (семена, плоды, листья) из кучи преобладают травы, осока сухопутная, шалфей и большое разнообразие цветковых разнотравий. Вместе эти растения образовали открытое, богатое травой и разнотравьем степно-тундровое сообщество, которое процветало на хорошо дренированных, глубоко оттаивающих лёссовых почвах Клондайка в холодные периоды плейстоцена. Золотые прииски Клондайк представляют собой исключительную летопись плейстоценовой Берингии. Разработка надежной тефростратиграфической и хронологической структуры многолетнемерзлых отложений облегчила интеграцию палеоэкологических архивов останков позвоночных и палеоботанических, палеопочвенных и криостратиграфических наблюдений. Эта мамонтово-степная среда характеризовалась богатой злаками и разнотравьем растительностью с более дренированными лёссовыми субстратами и более глубокими активными слоями, несмотря на летние понижения температуры. В совокупности эти записи подтверждают мнение о том, что функциональные различия между криоксерной степной тундрой и современной бореальной средой позволяют объяснить существование богатой пастбищной фауны в плейстоценовые ледниковые интервалы.^[91]

Доусон, Клондайк, Юкон. Д.Фрезом с соавторами^[90] получены свидетельства, позволяющие датировать возникновение сильнольдистых едомных толщ с повторно-жильными льдами в Центральном Юконе в конце середины плейстоцена.^[90] На участке Доминион Крик на южном Клондайке, обнаружены, по крайней мере, три яруса ледяных жил, независимо датированные по двум тефровым прослоям.

Первый ярус жил, мощностью около 10 м рассекает подстилающую лесную палеопочву с корнями и пнями ели. Тефра Шип Крик (датируемая 190 ± 20 тыс. лет) обнаружена в палеоактивном слое над жилами первого яруса. Этот тефровый прослой в свою очередь рассекается жилами второй генерации. Строение разреза свидетельствует о том, что формирование некоторых жил первого нижнего яруса происходило одновременно с накоплением тефры Шип Крик. Тефра Доминион Крик, датируемая 170 ± 20 тыс. лет, находится в толще слаборазвитой степной обогащенной палеопочвы над вторым ярусом жил. При этом данная тефра рассекается жилами третьего яруса. Многоярусный повторно-жильный комплекс в долине ручья Доминион, датируемый по тефровым прослоям, дает возможность отнести возникновение ледяных жил началу морской изотопной стадии MIS6, а формирование лесных почв к MIS 7.

Изотопный состав ледяных жил подтверждает эту версию. Лед, отобранный из повторно-жильных льдов, сильно обеднён изотопами дейтерия, значения $\delta^2\text{H}$ варьируют от -230 до -233‰ , в то время как лед из слоя лесной палеопочвы с елью имеет значительно более высокие значения $\delta^2\text{H}$ от -175 до -189‰ , сопоставимые со значениями $\delta^2\text{H}$ в голоценовых жилах. Эти результаты указывают на то, что лед в центре Юкона сохранился, по крайней мере, со времени MIS 7 вплоть до настоящего времени.^[90]

На Клондайке Д.Фрез и Г.Зазула с соавторами^[93] особенно тщательно исследовали пепловые прослои, которые они называют тефра Доусона, являющаяся результатом одного из крупнейших четвертичных извержений в восточной части Берингии, объем выброса они оценивают в 50 км^3 . Тефра Доусона была ими обнаружена более чем на 20

участках в Клондайке, где она обычно встречается в виде слоя толщиной 30–80 см в едомных отложениях. Согласно радиоуглеродному датированию макроостатков растений ее средний возраст около 25 300 лет. В Клондайке отмечаются и другие пепловые прослои: тефра Олд-Кроу для позднего MIS 6 (датированная 131 ± 11 тыс. лет), тефра Шип Крик-С (ок. 90 тыс. лет) и тефра Шип-Крик-К (около 80 тыс. лет).

Едомные толщи в Клондайке по заключению Д.Фреза и Г.Зазулы с соавторами^[93] являются частью более широкого комплекса тонкодисперсных осадков, которые покрывают большую часть Берингии (которая включает регионы Клондайка и Фэрбенкса) и обычно североамериканскими исследователями считаются лессом. Эти отложения достигают десятков метров мощностью, они находятся на склонах, обращенных на север и восток и в узких речных долинах вдоль склонов холмов. Мерзлые едомные толщи характеризуются высоким содержанием органического углерода сосредоточенного в погребенных почвах фиксирующих по мнению Ю.К. Васильчука субаэральный этап циклического развития едомы^[40].

П. Санборн с соавторами^[100] описывают множество горизонтов палеопочв, сохранившихся в многолетнемерзлых едомных толщах и обнаженных на двух россыпных золоторудных месторождениях Клондайка (Татлов Кемп на р. Кварц и шахта Кристи, в 20 км к юго-востоку, на левом берегу р. Доминион – южнее Доусона и широтного течения р. Клондайк). На р. Кварц Крик они встретили ледяные жилы шириной до 3 м и высотой более 10 м. На левом берегу р. Доминион Крик более узкие жилы: жилы шириной до 1–2 м. Субаэральные условия развития этих полигональных массивов почвы были, по-видимому, достаточно сухими, чтобы предотвратить накопление мощных торфяников, а деятельный слой был достаточно мощным, чтобы позволить интенсивную колонизацию сусликов. Более древние едомные отложения имеют вертикальную последовательность из трех палеопочв с восходящей тенденцией к снижению выраженности криотурбаций и менее активному развитию ледяных жил, что указывает на региональный характер прогрессивно более засушливых условий во время MIS 4^[100].

Г. Зазула с коллегами^[99] выполнил палеоэкологические исследования 48 окаменелых гнезд и тайников арктических белок (*Spermophilus parryi*) извлеченных из едомных отложений в Клондайке. Радиоуглеродная датировка AMS и стратиграфия гнезд с Доусоновской тефрой (около 25 300 лет), указывают на то, что эти палеоэкологические данные отражают наступление ледниковых условий ранней МИС 2 и завершение МИС 3 (24 000–29 450 лет назад). Ископаемые гнезда арктических белок хранят в себе разнообразную палеоэкологическую информацию, включая макроокаменелости растений, насекомых, и кости. Эти гнезда дают редкую возможность исследовать отношения между флорой и фауной для конкретного млекопитающего в пределах Берингийской экосистемы плейстоцена.

Выводы

Первое десятилетие XXI века в исследовании едомы ознаменовалось широким применением AMS радиоуглеродного датирования, выполняющегося по нерастворимым микровключениям и растворенному органическому материалу, экстрагируемому непосредственно из повторно-жильных льдов едомы. Это позволило вывести палеогеокриологические исследования на новый уровень.

1. Эти исследования вместе с детальным изучением содержания стабильных изотопов выполнялись в МГУ им. М.В. Ломоносова (проф. Ю.К. Васильчук и А.К. Васильчук) на

едомных разрезах Ямала, Колымы, Центральной Якутии совместно со специалистами по датированию методом AMS на ускорительных масс-спектрометрах и конвенциональному радиоуглеродному датированию проф. Й. ван дер Плихтом (AMS лаборатория центра изотопных исследований университета г. Гронингена), проф. Й.-Ч. Кимом (AMS лаборатория Сеульского национального университета), проф. Х. Юнгнером (радиоуглеродная лаборатория Хельсинского университета) и Л.Д. Сулержицким (ГИН Москва). Также активное участие в измерениях большого объема образцов повторно-жильного льда приняли участие проф. Д. Ранк и В. Папеш из Венского Университета и Венской фирмы Арсенал и Э.Соннинен из лаборатории стабильных изотопов Хельсинского университета.

2. Начато геохронологическое и изотопное изучение разрезов едомы на западе Таймыра и правобережье Енисейского залива (А. К. Васильев, Е.А.Гусев, И.Д. Стрелецкая и др.).

3. В этот период также начали активные исследования участники российско-германской экспедиции (А.А. Андреев, А.Ю. Деревягин, С. Веттерих, проф. Г.Гроссе, проф. Х.-В. Хуббертен, А.Б. Чижев, Л. Ширрмайстер и др.) едомных разрезов островов Анжу (особенно детально Большого Ляховского), дельты Лены (полуострова Быковский) и арктического побережья Западной Якутии с широким применением радиоуглеродного и изотопного методов.

4. На Чукотке едомные толщи исследовались сотрудниками Чукотского филиала СВК НИИ ДВО РАН (Котов А.Н. и др.).

5. Исследователи из университета Фэрбэнкса (М.З.Каневский, проф. Ю.Л.Шур, М. Брей и сотрудничавший с ними проф. Х.Френч) продолжили изучение едомной толщи в тоннеле Фокс, а также едомных толщ центральной и северной Аляски.

6. Было начато и интенсивно развивалось радиоуглеродное датирование и изучение мамонтовой фауны, а также стабильных изотопов канадских учеными из Карлтонского университета (проф. К. Бёрн), Университета Альберты (проф. Д. Фрез) и сотрудников Юконской палеонтологической программы (Г. Зазула и др.) на едомных разрезах Юкона.

7. Было начато в 2001 г. и интенсивно продолжилось изучение древних палеолитических стоянок в едомных разрезах низовий Яны и Новосибирских островов (В.В.Питулько, Н.П.Павлова, П. Никольский и др.).

Библиография

1. Васильчук Ю.К. Едома. Часть 1. История геокриологического изучения в XIX и XX веках // *Арктика и Антарктика*. 2022. № 4. С. 54–114. doi:10.7256/2453-8922.2022.4.39339.
2. Vasil'chuk Yu.K., van der Plicht J., Jungner H., Sonninen E., Vasil'chuk A.C. First direct dating of Late Pleistocene ice-wedges by AMS // *Earth and Planetary Science Letters*. 2000. Vol. 179. N2. Pp. 237–242. doi:10.1016/S0012-821X(00)00122-9.
3. Vasil'chuk Yu.K., van der Plicht J., Jungner H., Vasil'chuk A.C. AMS-dating of Late Pleistocene and Holocene syngenetic ice-wedges // *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*. 2000. Vol. 172. Pp. 637–641.
4. Vasil'chuk Yu.K., van der Plicht J., Vasil'chuk A.C., Jungner H., Sonninen E. (2000). First radiocarbon dating of syngenetic Late Pleistocene ice wedges // *Transactions (Doklady) of the Russian Academy of Sciences. Earth Science Section*. 2000. Vol. 371. N2. Pp. 381–384.

5. Васильчук Ю.К., Трофимов В.Т. Изотопно-кислородная диаграмма повторно-жильных льдов Западной Сибири, ее радиологический возраст и палеогеокриологическая интерпретация // *Доклады АН СССР*. 1984. Том 275. N 2. С. 425–428.
6. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Юнгнер Х., Корнеева Г.А., Буданцева Н.А. Гидробиохимический состав сингенетических льдов Сеяхинской толщи как индикатор уровня Обской губы вплейстоцене // *Криосфера Земли*. 1998. Том 2. №1. С. 48–54.
7. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C. Radiocarbon dating and oxygen isotope variations in Late Pleistocene syngenetic ice-wedges, northern Siberia // *Permafrost and Periglacial Processes*. 1997. Vol. 8. N3. Pp. 335–345. doi: 10.1002/(SICI)1099-1530(199709)8:33.0.CO;2-V.
8. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C. ^{14}C and ^{18}O in Siberian Syngenetic Ice Wedge Complexes // *Radiocarbon*. 1998. Vol. 40. N2. Pp. 883–893. doi:10.1017/S0033822200018853.
9. Васильчук Ю.К. *Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций)*. Изд. Отдел Теоретических проблем РАН. Геол. ф-т. МГУ, ПНИИС. 1992. В 2-х томах. Т. 1.- 420 с. Т. 2. 264 с.
10. Vasil'chuk Y.K. Reconstruction of the palaeoclimate of the Late Pleistocene and Holocene of the basis of isotope studies of subsurface ice and waters of the permafrost zone // *Water Resources*. 1991. Vol. 17(6). Pp. 640–647.
11. Васильчук Ю.К. Повторно-жильные льды // *Криосфера нефтегазокоденсатных месторождений полуострова Ямал. Том 1. Криосфера Харасавэйского газоконденсатного месторождения* / под ред. Ю.К. Васильчука, Г.В. Крылова, Е.Е. Подборного) Тюмень–СПб.: Недра, 2006. С. 193–204.
12. Григорьев Н.Ф. *Криолитозона прибрежной части Западного Ямала*. Якутск. 1987. 112 с.
13. 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.
14. Forman S.L., Ingólfsson Ó., Gataullin V., Manley W., Lokrantz H. Late Quaternary stratigraphy, glacial limits, and paleoenvironments of the Marresale Area, western Yamal Peninsula, Russia // *Quaternary Research*. 2002. Vol. 57. № 3. P. 355–370.
15. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А. Изотопный состав полигонально-жильных льдов Западного Таймыра // *Криосфера Земли*. 2009. Т. 13, № 3. С. 59–69.
16. Чижов А.Б., Деревягин А.Ю., Симонов Е.Ф., Хуббертен Г.-В., Зигерт К. Изотопный состав подземных льдов района оз.Лабаз (Таймыр) // *Криосфера Земли*. 1997. Том 1. № 3. С. 79–84.
17. Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Брезгунов В.С., Хуббертен Г.-В., Зигерт К. Изотопный состав повторно-жильных льдов мыса Саблера (оз. Таймыр) // *Криосфера Земли*. 1999. Том 3. № 3. С. 41–49.
18. Большианов Д.Ю. *Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды*. СПб.: ААНИИ, 2006. 296 с.
19. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Сулержицкий Л.Д., Буданцева Н.А., Кучера В., Ранк Д., Чижова Ю.Н. Возраст, изотопный состав и особенности формирования позднеплейстоценовых синкриогенных повторно-жильных льдов Дуванного Яра // *Криосфера Земли*. 2001. Том 5. № 1. С. 24–36.
20. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Rank D., Kutschera W., Kim J.-C. Radiocarbon dating

- of $\delta^{18}\text{O}$ – δD plots in Late Pleistocene ice-wedges of the Duvanny Yar (Lower Kolyma River, northern Yakutia) // Radiocarbon. 2001. Vol. 43. N2B. Pp. 541–553. doi:10.1017/S0033822200041199.
21. Vasil'chuk Yu. Palaeopermafrost study in Siberia and Southern Korea // Proceedings of International Conference Celebrating of 55th Anniversary of the Geological Society of Korea held in Kongju, Korea on 25-26 October 2002. Pp. 73–85.
 22. Vasil'chuk Yu.K., Kim J.-C., Vasil'chuk A.C. Radiocarbon AMS dating of isotopic diagrams of Late Pleistocene ice wedges // Doklady Earth Sciences. 2002. Vol. 383A. N3. Pp. 282–287.
 23. Vasil'chuk Yu.K., Kim J.-C., Vasil'chuk A.C. AMS ^{14}C dating and stable isotope plots of Late Pleistocene ice-wedge ice // Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms. 2004. Vols. 223–224. Pp. 650–654. doi:10.1016/j.nimb.2004.04.120.
 24. Vasil'chuk Yu.K. Heterochroneity and Heterogeneity of the Duvanny Yar yedoma // Transactions (Doklady) of the Russian Academy of Sciences. Earth Science Section. 2005. Vol. 402, No. 4. Pp. 568–573.
 25. Каплина Т.Н., Гитерман Р.Е., Лахтина О.В., Абрашов Б.А., Киселев С.В., Шер А.В. Дуванный яр – опорный разрез верхнеплейстоценовых отложений Колымской низменности // Бюлл. комисс. по изучению четвертичного периода. № 46. 1978. С. 49–65.
 26. Губин С.В. Позднеплейстоценовое почвообразование на лессово-ледовых отложениях Северо-Востока Евразии / Автореф. дисс... д-ра биол. наук. Пушкино, 1999. 36 с.
 27. Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной геоэкологии и гляциологии. Учебник. М.: Изд-во Моск. ун-та. 2000. – 616 с.
 28. Fukuda M., Nagaoka D., Saijyo K. et al. Radiocarbon dating results of organic materials obtained from Siberian permafrost areas // Reports of Institute of Low Temperature Science, Sapporo: Hokkaido University. 1997. Pp. 17–28.
 29. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., van der Plicht J., Kutschera W., Rank D. Radiocarbon dating of the Late Pleistocene ice wedges in the Bison section in the lower reaches of the Kolyma River // Doklady Earth Sciences. 2001. Vol. 379. N5. Pp. 589–593.
 30. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Kim J.-C., The AMS radiocarbon dating of pollen concentrate from the Late Pleistocene ice wedges of the Bison section, Kolyma Region // Doklady Earth Sciences. 2003. Vol. 393. N8. Pp. 1141–1145.
 31. Vasil'chuk A.C., Kim J.-C., Vasil'chuk Yu.K. The AMS dating of pollen from syngenetic ice-wedge ice // Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms. 2004. Vols. 223–224. Pp. 645–649.
 32. Vasil'chuk A., Kim J.-Ch., Vasil'chuk Yu. AMS ^{14}C Dating of Pollen Concentrate from Late Pleistocene Ice Wedges from the Bison and Seyaha Sites in Siberia // Radiocarbon. 2005. Vol. 47. N 2. Pp. 243–256. doi:10.1017/S0033822200019755.
 33. Schirrmeister L., Grosse G., Kunitsky V., Mogens D., Meyer H., Dereviagin A., Kuznetsova T., Andreev A., Babiy O., Kienast F., Grigoriev M., Overduin P. P., Preussner F. Periglacial land scape evolution and environmental changes of Arctic lowland areas for the last 60 000 years (Western Laptev Sea coast, Cape Mamontov Klyk) // Polar Research. 2008. Vol. 27. Pp. 249–272. doi:10.1111/j.1751-8369.2008.00067.x.
 34. Boereboom T., Samyn D., Meyer H., Tison J.-L. Stable isotope and gas properties of two climatically contrasting (Pleistocene and Holocene) ice wedges from Cape Mamontov Klyk, Laptev Sea, northern Siberia // The Cryosphere. 2013. Vol. 7. Pp. 31–

- 46.
35. Большианов Д.Ю., Григорьев М.Н., Шнайдер В., Макаров А.С., Гусев Е.А. Колебания уровня моря и формирование ледового комплекса пород на побережье моря Лаптевых в позднем плейстоцене // «Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития». М.: Изд-во Моск. ун-та, 2009. С. 349-356.
36. Бобров А. А., Мюллер Ш., Чижикова Н. А., Ширрмайстер Л., Андреев А. А. Раковинные амёбы в позднечетвертичных отложениях мыса Мамонтов Клык (Якутия) // *Известия РАН. Серия биологическая*. 2009. №4. С. 433-444.
37. Бобров А.А. Раковинные амёбы и закономерности их распределения в почвах // *Почвоведение*. 2005. № 9. С. 1130-1137.
38. Schirrmeister L., Siegert C., Kuznetsova T., Kuzmina S., Andreev A., Kienast F., Meyer H., Bobrov A. Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of Northern Siberia // *Quaternary International*. 2002. Vol. 89. Iss. 1. Pp. 97–118.
39. Schirrmeister L., Grosse G., Schwamborn G., Andreev A. A., Meyer H. et al. Late Quaternary history of the accumulation plain north of the Chekanovsky Ridge (Lena Delta, Russia): a multidisciplinary approach // *Polar Geography*. 2003. Vol. 27. N4. Pp. 277–319.
40. Васильчук Ю.К. Повторно-жильные льды; гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность. – М.: Изд-во Моск. ун-та. 2006. – 404 с.
41. Schirrmeister L., Siegert C., Kunitzky V. V., Grootes P. M., Erlenkeuser H. Late quaternary ice-rich permafrost sequences as a paleoenvironmental archive for the Laptev Sea region in northern Siberia // *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)*. 2002. Vol. 91. Pp. 154–167. doi:10.1007/s005310100205.
42. Фартышев А.И. Особенности прибрежно шельфовой криолитозоны моря Лаптевых. – Новосибирск: Наука, 1993. 136 с.
43. Томирдиаро С.В., Чёрненький Б.И. Криогенно-эоловые отложения Восточной Сибири и Субарктики. М.: Наука, 1987. 198 с.
44. Слагода Е.А. Криолитологические отложения Приморской равнины моря Лаптевых: литология и микроморфология. Тюмень: Изд. Центр "Экспресс". 2004. 120 с.
45. Schirrmeister L., Siegert C., Kuznetsova T., Kuzmina S., Andreev A., Kienast F., Meyer H., Bobrov A. Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of Northern Siberia // *Quaternary International*. 2002. Vol. 89. Iss. 1. Pp. 97–118.
46. Meyer H., Dereviagin A., Siegert C., Hubberten H.-W. Palaeoclimate studies on Bykovsky Peninsula, North Siberia – hydrogen and oxygen isotopes in ground ice // *Polarforschung*. 2002. B.70. Pp. 37–51.
47. Бобров А. А., Зигерт К., Ширрмайстер Л., Андреев А. А. Раковинные амёбы (Protozoa: Testacea) в четвертичных многолетнемерзлых отложениях полуострова Быковский, Арктическая Якутия) // *Известия РАН. Серия биологическая*. 2003. №2. С. 236–253.
48. Bobrov A.A., Andreev A.A., Schirrmeister L., Siegert C. Testate amoebae (Protozoa: Testacealobosea and Testaceafilosea) as bioindicators in the Late Quaternary deposits of the Bykovsky Peninsula, Laptev Sea, Russia // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2004. Vol. 209. Pp. 165–181. doi:10.1016/j.palaeo.2004.02.012
49. Макаров А.С., Большианов В.Ю., Павлов М.В. Геоморфологические и палеогеографические исследования междуречья Оленька и Анабара на южном

- побережье моря Лаптевых // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2008. Вып. 1. С. 79–86.
50. Большаинов Д.Ю., Макаров А.С., Гусев Е.А., Шнайдер В. Проблемы происхождения ледового комплекса пород и существования в прошлом «Земель Санникова» в море Лаптевых // Проблемы Арктики и Антарктики, 2008, № 1(78). С. 151–160.
51. Pitulko V.V., Nikolsky P.A., Giryа E.Y., Basilyan A.E. et al. The Yana RHS Site: Humans in the Arctic before the Last Glaciation // Science. 2004. Vol. 303. Pp. 52–56.
52. Басилян А. Э., Анисимов М. А., Павлова Е. Ю. и др. Опорный разрез квартера Яно-Инди́гирской низменности в нижнем течении реки Яна // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований : материалы VI Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода, 19–23 окт. 2009 г. – Новосибирск: СО РАН, 2009. С. 63–65.
53. Павлова Е. Ю., Анисимов М. А., Питулько В. В. Природно-климатические обстановки второй половины позднего неоплейстоцена на Яно-Инди́гирской низменности и Новосибирских островах (опыт корреляции палеоботанических данных) // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: материалы VI Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода, 19–23 окт. 2009 г. – Новосибирск: СО РАН, 2009. С. 460–464.
54. Питулько В. В., Павлова Е. Ю., Кузьмина С. А., Никольский П. А., Басилян А. Э. и др. Природно-климатические изменения на Яно-Инди́гирской низменности в конце каргинского времени и условия обитания людей верхнего палеолита на севере Восточной Сибири // Доклады Академии Наук. 2007. Том 417, № 1. С. 103–108.
55. Schirrmeister L., Oezen D., Geyh M.A. 230Th/U Dating of Frozen Peat, Bol'shoy Lyakhovsky Island (Northern Siberia) // *Quaternary Research*. 2002. Vol. 57. Pp. 253–258.
56. Meyer H., Dereviagin A., Siegert C., Schirrmeister L., Hubberten H.-W. Palaeoclimate reconstruction on Big Lyakhovsky Island, North Siberia – hydrogen and oxygen isotopes in ice wedges // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2002. Vol. 13. Pp. 91–105.
57. Andreev A.A., Grosse G., Schirrmeister L., Kuzmina S.A., Novenko E.Y., Bobrov A.A., Tarasov P.E., Ilyashuk B.P. et al. Late Saalian and Eemian palaeoenvironmental history of the Bol'shoy Lyakhovsky Island (Laptev Sea region, Arctic Siberia) // *Boreas*. 2004. Vol. 33. N4. Pp. 319–348. doi:10.1080/03009480410001974.
58. Andreev A. A., Peteet D. M., Tarasov P. E., Romanenko F. A., Filimonova L. V., Sulerzhitsky L. D. Late Pleistocene Interstadial Environment on Faddeyevskiy Island, East-Siberian Sea, Russia // *Arctic, Antarctic and Alpine Research*. 2001. Vol. 30. Pp. 28–35.
59. Деревягин А.Ю., Куницкий В.В., Мейер Х. Песчано-ледяные жилы на крайнем севере Якутии // *Криосфера Земли*. 2007. Том XI. № 1. С. 62–71.
60. Конищев В.Н., Рогов В.В. Влияние криогенеза на глинистые минералы // *Криосфера Земли*, 2008, т. XII, № 1. С. 51–58.
61. Конищев В.Н. Эволюция температуры пород арктической зоны России в верхнем кайнозое // *Криосфера Земли*, 1999. Том III, № 4. С. 39–47.
62. Минервин А.В. Роль криогенных процессов в формировании лессовых пород / *Проблемы криолитологии*. Вып. 10. М.: Изд-во Московского университета, 1982. С. 41–60.
63. Кузнецов Ю.В. Криолитологическое строение и гидрохимический состав верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений Мамонтовой Горы

- // Геокриологические условия формирования верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений (Труды СВКНИИ АН СССР, вып.74). 1976. С. 12–21.
64. *Разрез новейших отложений Мамонтова Гора*. Под ред. акад. К.К.Маркова. Изд-во Моск. ун-та. 1973. 198 с.
 65. Péwé T.L., Journaux A. Origin and character of loesslike silt in unglaciated south-central Yakutia, Siberia, U.S.S.R. // *Geol. Surv. Pre. Paper*. 1983. N1262. Pp. 1–46.
 66. Vasil'chuk, Yu.K. Paleological permafrost interpretation of oxygen isotope composition of Late Pleistocene and Holocene wedge ice of Yakutia // *Transactions (Doklady) of the USSR Academy of Sciences. Earth Science Sections*. Published by Scripta Technica, Inc. A Wiley Company. New York. 1988. Vol 298. N1. Pp. 56–59.
 67. Vasil'chuk Yu.K., Kim J.-C., Vasil'chuk A.C. Radiocarbon AMS dating of isotopic diagrams of Late Pleistocene ice wedges // *Doklady Earth Sciences*. 2002. Vol. 383A. N3. Pp. 282–287.
 68. Popp S., Diekmann B., Meyer H., Siegert C., Syromyatnikov I., Hubberten H. Palaeoclimate signals as inferred from stable-isotope composition of ground ice in the Verkhoyansk foreland, Central Yakutia // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2006. Vol. 17. Pp. 119–132.
 69. Котов А.Н. Обстановки криолитогенеза пород ледового комплекса Чукотки в позднем плейстоцене // *Криосфера Земли*, 2002. Т. VI, № 3, С. 3–14.
 70. Котов А.Н. Криолитологическое строение ледового комплекса в устье реки Анадырь // Комплексные геокриологические исследования Чукотки. Магадан, Северо-Восточный СВК НИИ ДВО АН СССР. 1991. С. 5–18.
 71. Котов А.Н. Криолитогенные гряды в долине р.Танюер (Чукотка) // *Криосфера Земли*. 1998. Т. 2. № 4. С. 62–71.
 72. Котов А.Н. Криолитогенные отложения о. Врангеля // *Комплексное исследование Чукотки (проблемы геологии и биогеографии)*. Магадан: Кн. изд-во, 1999. С. 129–140.
 73. Васильчук А.К. Палинология и хронология полигонально-жильных комплексов в криолитозоне России / Под редакцией действительного члена РАЕН, профессора Ю.К.Васильчука - М.: Изд-во Моск. ун-та, 2007. – 488 с.
 74. Васильчук А.К. Особенности формирования палиноспектров в криолитозоне России. М.: Изд-во Моск ун-та. 2005а. 245 с.
 75. Васильчук А.К. Палинология и хронология повторно-жильных льдов / *Диссертация на соискание ученой степени доктора географических наук*. М.: МГУИм. М.В. Ломоносова. 2009. 362 с.
 76. Vasil'chuk A.C. Regional and extra-local pollen in tundra pollen samples // *Biology Bulletin of the Russian Academy of Sciences*. 2005. Vol. 32. N1. Pp. 75–84.
 77. Vasil'chuk A.C. Taphonomic features of Arctic pollen // *Biology Bulletin of the Russian Academy of Sciences*. 2005. Vol. 32. N2. Pp. 196–206.
 78. Васильчук Ю.К. Южный предел ареала повторно-жильных льдов в Евразии // *Криосфера Земли*. 2004. Том 8. № 3. С. 34–51.
 79. Шумский П.А., Втюрин Б.И. Подземные льды // *Доклады на международной конференции по мерзлотоведению*. Изд-во АН СССР. 1963. С. 41–53.
 80. Hamilton T.D., Craig J.L., Sellmann P.V. The Fox permafrost tunnel: A Late Quaternary geologic record in central Alaska // *Geological Society of America. Bulletin*. 1988. Vol. 100, no. 6. Pp. 948–969.
 81. Shur Y., French H.M., Bray M.T., Anderson D. A. Syngenetic Permafrost Growth:

- Cryostratigraphic Observations from the CRREL Tunnel near Fairbanks, Alaska
// *Permafrost and Periglacial Processes*. 2004. Vol. 15. Pp. 339-347.
doi:10.1002/ppp.486.
82. Bray M. T., French H. M., Shur Y. Further Cryostratigraphic Observations in the CRREL Permafrost Tunnel, Fox, Alaska // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2006. Vol. 17. Pp. 233-243. doi:10.1002/ppp.558.
 83. Kanevskiy M., French H., Shur Y., Bjella K. L., Bray M. T., Collins C. M. et al. Late-Pleistocene Syngenetic Permafrost in the CRREL Permafrost Tunnel, Fox, Alaska // *A Guidebook Prepared for Ninth International Conference on Permafrost*, Fairbanks, Alaska, June 29-July 3, 2008. 2008. 22 pp.
 84. Katayama T., Tanaka M., Moriizumi J., Nakamura T., Brouchkov A., Douglas T.A., Fukuda M., Tomita F., Asano K. Phylogenetic analysis of bacteria preserved in a permafrost ice wedge for 25,000 years // *Applied and Environmental Microbiology*. 2007. Vol. 73. Pp. 2360-2363.
 85. Kotler E., Burn C.R. Cryostratigraphy of the Klondike "muck" deposits, west-central Yukon Territory // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 2000. Vol. 37. Pp. 849-861. doi:10.1139/e00-013.
 86. Fraser T.A., Burn, C.R. On the nature and origin of "muck" deposits in the Klondike area, Yukon Territory // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1997. Vol. 34: 1333-1344.
 87. Froese D.G., Barendregt R.W., Enkin R.J., Baker J. Paleomagnetic evidence for multiple late Pliocene-early Pleistocene glaciations in the Klondike area, Yukon Territory // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 2000. Vol. 37. Pp. 863-877. doi:10.1139/cjes-37-6-863.
 88. Froese D.G., Enkin R.J., Smith D.G. Placer depositional settings and their ages along Dominion Creek, Klondike area, Yukon // *Yukon Exploration and Geology 2000*, D.S. Emond and L.H. Weston (eds.), Exploration and Geological Services Division, Yukon, Indian and Northern Affairs Canada. 2001. Pp. 159-169.
 89. Froese D.G., Westgate J.A., Preece S.J., Storer J. Age and significance of the late Pleistocene Dawson tephra in eastern Beringia // *Quaternary Science Reviews*. 2002. Vol. 21, pp. 2137-2142, doi:10.1016/S0277-3791(02)00038-0.
 90. Froese D., Westgate J.A., Preece S.J., Mayer B. Relict Middle Pleistocene permafrost in Central Yukon territory // 34th International Arctic Workshop, March 10-13, 2004. Institute of Arctic and Alpine Research. University of Colorado, Boulder. Program & Abstracts. 2004. Pp. 64-65.
 91. Froese, D.G., Zazula, G.D., Reyes, A.V. Seasonality of the late Pleistocene Dawson tephra and exceptional preservation of a buried riparian surface in central Yukon Territory, Canada // *Quaternary Science Reviews*. 2006. Vol. 25. Pp. 1542-1551, doi:10.1016/j.quascirev. 2006.01.028.
 92. Froese D.G., Westgate J.A., Reyes A.V., Enkin R.J., Preece S.J. Ancient permafrost and a future, warmer arctic // *Science*. 2008. Vol. 321. Pp. 1648, doi:10.1126/science.1157525.
 93. Froese D.G., Zazula G.D., Westgate A., Preece S.J., Sanborn P.T., Reyes A.V., Pearce N.J.G. The Klondike goldfields and Pleistocene environments of Beringia // *GSA Today*. 2009. Vol. 19, no. 8. Pp. 4-10. doi:10.1130/GSATG54A.1
 94. Westgate JA, Sandhu AS, Preece SJ, Froese DG. Age of the gold-bearing White Channel Gravel, Klondike district, Yukon // *Yukon Exploration and Geology 2002*, D.S. Emond and L.L. Lewis (eds.), Exploration and Geological Services Division, Yukon Region, Indian and Northern Affairs Canada. 2003. Pp. 241-250.

95. Westgate J.A., Preece S.J., Froese D.G., Pearce N.J.G., Roberts R.G., Demuro M., Hart W.K., Perkins W. Changing ideas on the identity and stratigraphic significance of the Sheep Creek tephra beds in Alaska and the Yukon Territory, northwestern North America // *Quaternary International*. 2008. Vol. 178, pp. 183–209, doi:10.1016/j.quaint.2007.03.009.
96. Zazula G.D., Froese D.G., Schweger C.E., Mathewes R.W., Beaudoin A.B., Telka A.M., Harington C.R., Westgate J.A. Late Pleistocene steppe macrofossils in east Beringia // *Nature*. 2003. Vol. 423. Pp. 603. doi:10.1038/423603a.
97. Zazula G.D., Froese D.G., Westgate J.A., La Farge C., Mathewes R.W. Paleoecology of Beringian "packrat" middens from central Yukon Territory, Canada // *Quaternary Research*. 2005. Vol. 63. Pp. 189–198, doi:10.1016/j.yqres.2004.11.003.
98. Zazula G.D., Froese D.G., Elias S.A., Kuzmina S., La Farge C., Reyes A.V., Sanborn P.T., Schweger C.E., Smith C.A.S., Mathewes R.W. Vegetation buried under Dawson tephra (25,300 14C years B.P.) and locally diverse late Pleistocene paleoenvironments of Goldbottom Creek, Yukon, Canada // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2006. Vol. 242. Pp. 253–286, doi:10.1016/j.palaeo.2006.06.005.
99. Zazula G.D., Froese D.G., Elias S.A., Kuzmina S., Mathewes R.W. Arctic ground squirrels of the mammoth-steppe: Paleoecology of Late Pleistocene middens (~24,000–29,450 14C yr BP), Yukon Territory, Canada // *Quaternary Science Reviews*. 2007. Vol. 26, pp. 979–1003, doi:10.1016/j.quascirev.2006.12.006.
100. Sanborn P.T., Smith C.A.S., Froese D.G., Zazula G.D., Westgate J.A. Full-glacial paleosols in perennially frozen loess sequences, Klondike goldfields, Yukon Territory, Canada // *Quaternary Research*. 2006. Vol. 66, pp. 147–157, doi:10.1016/j.yqres.2006.02.008.

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, история геокриологического изучения и исследований стабильных изотопов и радиоуглеродного возраста в первом десятилетии XXI века сильнольדיстых богатых органическим материалом иловатых и пылеватых супесчаных и мелкопесчаных позднеплейстоценовых отложений.

Методология исследования, В статье использовались метод литературного анализа, на основе которого были собраны 100 наиболее существенных публикаций по вопросам, связанным с исследованием генезиса сильно льдистых трещиноватых горных пород, исследование их изотопного состава, позволяющие определить возраст и характер формирования, значение для формирования ландшафтов в условиях кривых зоны.

Актуальность затронутой темы безусловна и состоит в получении информации о исследовании едомы в XXI веке за счет широкого применения исследований содержания стабильных изотопов кислорода и водорода в жильных льдах, а также применением AMS датирования микровключений органического материала и CO₂ в льдах жил. На данном этапе развития криопедологии входит в число важнейших её задач для теории криолитогенеза.

Научная новизна заключается в попытке автора статьи на основе проведенных исследований впервые удалось подтвердить вертикальную возрастную стратификацию повторно-жильного льда - чем глубже располагается жильный лед, тем древнее радиоуглеродные датировки в нем. Это является важным дополнением в развитии геокриологии. Многочисленные работы посвященные исследованиям едома как

российскими так и зарубежными авторами и научными коллективами.

Автором выделены основные направления исследования, которые необходимо продолжать. В частности, исследование стабильных изотопов учёными МГУ, исследование российскими и германскими научными коллективами разрезов почвогрунтов в условиях арктического побережья, исследование Чукотского филиала научно-исследовательских институтов РАН, а также изучение древних палеолитических стоянок в едомных разрезах низовий Яны и Новосибирских островов нашими отечественными учёными.

Стиль, структура, содержание стиль изложения результатов достаточно научный.

Из приведённых автором направлений следует отметить особенно интересный литературный обзор. Составление тщательного литературного обзора является важнейшим этапом для постановки научных задач для дальнейшего исследования.

В качестве пожеланий автору статьи, на наш взгляд, следовало бы обратить внимание на особенности картографического метода исследования данных территорий Крайнего Севера, возможностей не только представлять наглядно имеющийся информацию, но и проанализировать картографические материалы с точки зрения использования их как источника информации в условиях меняющихся погодно-климатических условий, динамики ареала и качественного изменения крителитозоны. Весьма перспективным является публикацией результатов дистанционных методов зондирования данной территории.

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:

Чекмарева Д.П., Лобченко Е.Е., Романюк О.Л., Первышева О.А., Федотова О.Л. — Оценка влияния особенностей формирования водных ресурсов и качества поверхностных вод бассейна реки Лена // Арктика и Антарктика. – 2023. – № 2. DOI: 10.7256/2453-8922.2023.2.40906 EDN: HGACAL URL: https://nbpublish.com/library_read_article.php?id=40906

Оценка влияния особенностей формирования водных ресурсов и качества поверхностных вод бассейна реки Лена

Чекмарева Диана Петровна

ORCID: 0000-0003-2327-5085

младший научный сотрудник, ФГБУ Гидрохимический институт
344090, Россия, Ростовская область, г. Ростов-На-Дону, пр. Стачки, 198

✉ zeikan-diana@mail.ru



Лобченко Евгения Ефимовна

ORCID: 0000-0003-2728-4974

кандидат химических наук
ведущий научный сотрудник, ФГБУ Гидрохимический институт
344090, Россия, Ростовская область, г. Ростов-На-Дону, пр. Стачки, 198

✉ zeikan-diana@mail.ru



Романюк Оксана Львовна

ORCID: 0000-0003-1864-5045

кандидат географических наук
ведущий научный сотрудник, ФГБУ Гидрохимический институт
344090, Россия, Ростовская область, г. Ростов-На-Дону, пр. Стачки, 198

✉ rol_78@mail.ru



Первышева Ольга Александровна

ORCID: 0009-0005-0724-8652

старший научный сотрудник, ФГБУ Гидрохимический институт
344090, Россия, Ростовская область, г. Ростов-На-Дону, пр. Стачки, 198

✉ poa19544@mail.ru



Федотова Ольга Леонидовна

ORCID: 0009-0001-8615-7361

младший научный сотрудник, ФГБУ Гидрохимический институт
344090, Россия, Ростовская область, г. Ростов-На-Дону, пр. Стачки, 198

✉ ofedotova_81@mail.ru



[Статья из рубрики "Природные ресурсы Арктики и Антарктики"](#)

DOI:

10.7256/2453-8922.2023.2.40906

EDN:

HGACAL

Дата направления статьи в редакцию:

02-06-2023

Аннотация: Продолжающееся активное освоение природных ресурсов, изменяющиеся климатические условия (в том числе таяние вечной мерзлоты) Восточной Сибири обуславливают необходимость контроля изменения экологического состояния окружающей среды, одной из которых являются поверхностные воды. В системе Росгидромета создана и успешно функционирует сеть режимных наблюдений за состоянием и загрязнением поверхностных вод суши Российской Федерации, обеспечивающая единство измерения содержания основных загрязняющих веществ в воде по единым методикам, аттестованным в соответствии с требованиями нормативных документов РФ и международных стандартов. В данной работе рассмотрено формирование качества поверхностных вод бассейна реки Лена в условиях нестационарных климатических процессов с одной стороны и антропогенной составляющей – с другой. На основе анализа статистически обработанных многолетних данных (2011-2021 гг.), полученных государственной наблюдательной сетью Росгидромета, дана оценка качества воды р. Лена и ее крупных притоков – рек Витим, Олекма, Алдан, Вилюй. Изучено пространственно-временное распределение характерных загрязняющих веществ в воде рек бассейна: органических веществ (по БПК₅ и ХПК), фенолов, нефтепродуктов, соединений железа, меди и цинка. Установлено, что в условиях Арктического климата сезонное распределение органических веществ в поверхностных водах проявлялось незначительно. Присутствие соединений тяжелых металлов в воде водных объектов бассейна р. Лена обусловлено преимущественно антропогенными источниками загрязнения. В многолетнем плане вода рек бассейна р. Лена оценивалась 3-м удовлетворительным классом качества.

Ключевые слова:

химический состав воды, качество поверхностных вод, загрязняющие вещества, бассейн реки Лена, притоки реки Лена, Республика Саха, загрязнение воды, многолетняя тенденция, динамика концентраций, оценка качества воды

Введение

Формирование водных ресурсов, а соответственно и качества поверхностных вод, бассейна р. Лена происходит под влиянием природных условий: физико-географические (резко континентальный климат, вечная мерзлота, длительный период ледостава, низкая самоочищающаяся способность и др.); гидрологические (изменения режима годового и межennaleго стока); климатические (потепление климата, сопровождающееся не только

ростом температуры, увеличением атмосферных осадков, но и существенным изменением годовых и сезонных значений речного и подземного стока). Значительную роль на изменение химического состава поверхностных вод бассейна р. Лена оказывает хозяйственная деятельность предприятий горно-, алмазо- и золотодобывающей, нефтегазовой, энергетической промышленности, энергетики, коммунальное и сельское хозяйство, водный транспорт, а также поступления загрязняющих веществ с прилегающих к населенным пунктам территорий.

Местоположение и природные условия

Изучаемая территория расположена в пределах северо-восточной части Азиатского материка и омывается на севере Восточно-Сибирским морем и морем Лаптевых. На западе территории находится Средне-Сибирское плоскогорье, на юге расположена Байкальская горноскладчатая область, а на востоке – Северо-Восточная. Приоритетными факторами, определяющими своеобразие климата, являются физико-географические условия территории: удаленность и отгороженность горными системами от Атлантического и Тихого океанов, открытость со стороны Северного Ледовитого океана.

За счет сложного рельефа, резко континентального климата и наличия многолетней мерзлоты на территории получили распространение несколько видов почв [1, 2, 3]. В зоне средней тайги широко распространены перегнойно-карбонатные мерзлотные почвы. На высоких массивах и хребтах формируются каменистая тундра и каменистые россыпи. В горах в поясе тундр почвенный покров представлен маломощными горно-тундровыми торфянисто-болотными и глеевыми торфянисто-болотными почвами, в поясе лесов – горно-таежными торфянистыми тиксотропными почвами. Для межгорных понижений и речных долин характерна заболоченность почв [4]. Узкую прибрежную полосу, а также острова морей занимает тундра, выраженная особыми формами – арктическими пустынями, большая часть которых занята ледниками, фирновыми полями. На сухих надпойменных террасах рек Лена, Амга распространены лугово-черноземные почвы. Аллювиальные почвы покрывают пойменные террасы рек Лена, Алдан, Вилюй, Витим и др. [5]. Причинами своеобразия почвенного покрова и развития процессов засоления в таежно-лесной зоне являются сухость и резкая континентальность климата, засоленность некоторых почвообразующих пород, наличие мерзлоты и котловинный рельеф, способствующие континентальному соленакоплению [6].

Ввиду больших разнообразий в рельефе, обуславливающих в значительной степени особенности стока поверхностно-склоновых вод [7], исследуемая территория делится на три района:

- горная территория (бассейны верхнего и среднего течения рек Витим, Чара, Олекма, Алдан, исток р. Лена) – преобладают поверхностно-склоновые воды, контактирующие с продуктами выветривания горных пород, а также талые наледные воды;

- равнинная территория (бассейны верхнего течения и левых притоков среднего течения р. Лены, нижних течений рек бассейна р. Вилюй, а также рек Олекма, Витим, Чара) – химический состав зависит от почвенного покрова и от длительности контакта в зависимости от степени засоленности почв этих вод. Вследствие увеличения длительности контакта поверхностно-склоновых вод с почвенным покровом, минерализация русловых вод рек в подавляющем большинстве случаев выше, чем у горных. В период половодья на равнинной территории в питании значительное участие принимают высокоминерализованные подземные воды [8];

- Северо-Сибирская низменность (бассейны нижних и средних течений рек Яна, Индигирка, Анабар, Оленек) – русловая сеть этой территории в период половодья заполнена исключительно поверхностно-склоновыми водами, иногда смешиваясь с подземными.

В пределах изучаемой территории насчитывается свыше 571 тыс. рек, в том числе малых. Около 10 % территории занимают болота и заболоченные земли [4]. Кроме воды рек, озер и болот имеются воды, находящиеся в виде современных ледников и наледей [5, 9, 10].

Половодье на реках чаще начинается в конце апреля – начале мая в южной части, в конце мая – начале июня – в северной, заканчивается в первой половине июня и примерно в середине июля соответственно. Продолжительность около 35-50 дней. В период весеннего половодья в русла многих рек, наряду с поверхностно-склоновыми и почвенно-поверхностными водами поступает значительное количество талых наледных вод. Наивысшие уровни весеннего половодья наблюдаются преимущественно после освобождения рек ото льда, редко в период ледохода или при заторах льда.

Сразу после спада половодья обычно начинаются иногда накладывающиеся друг на друга и повторяющиеся 5-15 раз за летне-осенний период паводки, следуя один за другим с короткими промежутками. В период дождевых паводков преобладают поверхностно-склоновые воды, кроме того в русла рек поступают талые наледные воды и воды постоянно действующих источников. Летние паводки характерны для всех рек бассейна р. Лена, особенно для рек горных районов, где они обусловлены сильными дождями, таянием снега и ледников.

Межень теплой части года, продолжающаяся в среднем около 40 дней, до 80-90 дней на реках Центральной Якутии, но иногда она прерывается дождевыми паводками. В горных потоках межень выражена слабо, а в некоторые дождливые годы вообще отсутствует.

Питание в зимнюю межень происходит за счет подмерзлотных вод. Питание рек в период летне-осенней межени осуществляется преимущественно надмерзлотными водами. Минерализация и химический состав этих вод определяется минерализацией и химическим составом атмосферных осадков, инфильтрующихся в толщу сезонно протаивающего слоя, а также характером и степенью засоленности отложений этого слоя.

В формировании химического состава поверхностных вод верхнего и среднего течения р. Лена существенную роль оказывают подмерзлотные воды, расположенные в зоне нижне- и среднепалеозойских отложений, представленные в основном известняками и доломитами, среди которых нередко встречаются отложения каменной соли, гипса и ангидрита.

Климатические условия бассейна р. Лена характеризуются резкой континентальностью, проявляющуюся в больших амплитудах температуры воздуха: очень низкими зимними и высокими летними. В Центральной Якутии наблюдаются наибольшие амплитуды температуры воздуха; в горах и северных районах они уменьшаются. [6]

Устойчивые морозы на большей части территории к северу от р. Вилюй повсеместно начинаются в первой декаде октября, на юге – во второй декаде октября; в горных хребтах северо-востока наступают немного раньше – в третьей декаде сентября. Зима исключительно сурова, наиболее низких значений температура воздуха достигает в

январе.

Результаты исследований и обсуждение

С целью изучения пространственно-временных изменений содержания химических веществ в поверхностных водах бассейна р. Лена были использованы статистически обработанные гидрохимические данные за период 2011-2021 гг.

Для всего течения р. Лена характерно повышенное содержание в воде органических веществ (по ХПК и БПК₅), содержание которых было неравномерным как по течению, так и по значению среднегодовых концентраций. Органические вещества (по БПК₅) в пределах 2-3 ПДК наблюдали в верхнем течении у г. Киренск; в среднем – у г. Покровск; в нижнем течении отмечали единичные случаи у с. Кюсюр. Наиболее высокое содержание органических веществ (по ХПК) отмечено во всех пунктах наблюдений в верхнем и среднем течении, в нижнем течении только у с. Жиганск (рис. 1). При этом максимальные концентрации органических веществ (по БПК₅) по всему течению реки за исследуемый период изменялись от 1,60 мг/л до 6,46 мг/л (у г. Олекминск в 2012 г.).

Повышенные концентрации органических веществ (по ХПК) от 19,2 мг/л до 93,1 мг/л отмечались в верхнем течении у р.п. Качуг в 2017 г., у г. Олекминск – 97,1 мг/л в 2019 г. и 81,6 мг/л в 2021 г.; в среднем течении у г. Покровск в интервале 51,5-90,7 мг/л в течение 2013-2021 гг.; в нижнем течении – от 49,7 мг/л до 70,1 мг/л у мкр. Кангалассы в 2012-2019 гг.

Наличие повышенных концентраций в поверхностных водах бассейна р. Лена органических веществ (по БПК₅ и по ХПК) вероятнее всего обусловлено природными условиями формирования качества воды. Следует отметить, что содержание органических веществ в поверхностных водах бассейна р. Лена мало подвержено сезонным колебаниям. Вероятнее всего значительное влияние на изменения концентраций органических веществ оказывает гидрологический режим, а также поступление загрязняющих веществ со сточными водами предприятий, расположенных в бассейне реки.

Характерными загрязняющими веществами в верхнем течении р. Лена (до впадения р. Витим) на участке р.п. Качуг – г. Киренск являются органические вещества (по БПК₅ и ХПК), в отдельные годы фенолы и соединения меди (рис. 2). В верхнем течении изучаемой реки льяльные воды с судов речного флота, сточные воды портов, судоверфей, судоремонтного завода в г. Киренск [\[11\]](#), золотодобывающие предприятия, осуществляющие водопользование в бассейне р. Лена являются основными источниками загрязнения воды [\[12\]](#).

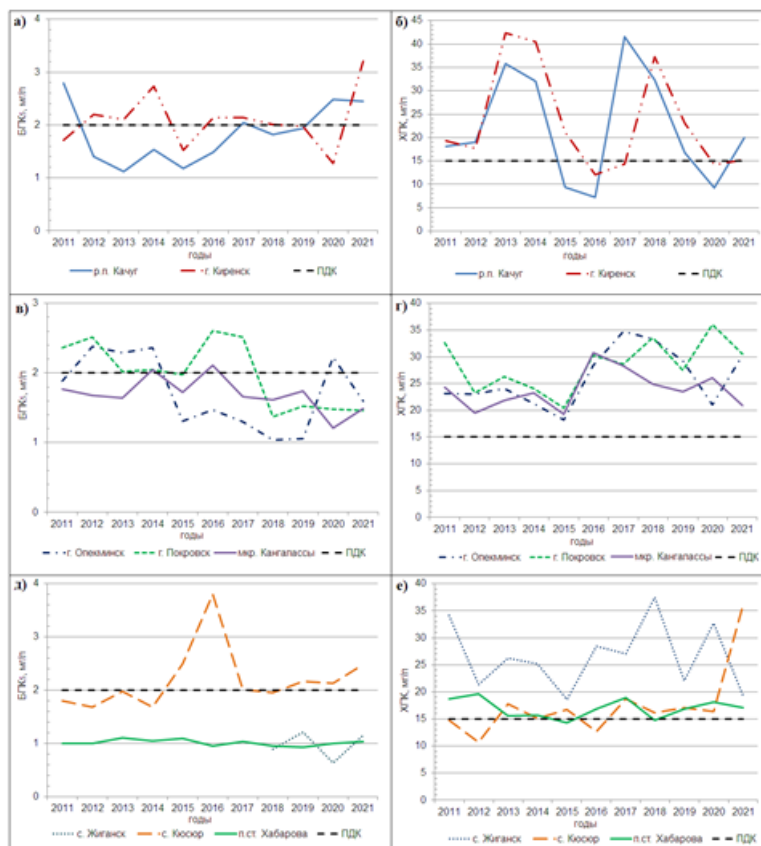


Рис. 1. Изменение среднегодовых концентраций органических веществ по течению р. Лена: верхнее – а) по БПК₅, б) по ХПК; среднее – в) по БПК₅, г) по ХПК; нижнее – д) по БПК₅, е) по ХПК.

Среднегодовые концентрации органических веществ (по БПК₅) колебались в пределах 1,12-3,21 мг/л, органических веществ (по ХПК) – 7,20-42,4 мг/л, фенолов – 0-3 ПДК, соединений меди – ниже ПДК-3 ПДК. Повторяемость случаев превышения ПДК составляла 25-50 % от числа отобранных проб воды. Комплексная оценка качества воды р. Лена в верхнем течении свидетельствует, что вода в большинстве наблюдаемых лет характеризовалась как «слабо загрязненная»; ухудшаясь до уровня «загрязненная» – в 2012 г. в створе ниже р.п. Качуг, в 2012, 2013, 2018, 2020 гг. в створе ниже г. Киренск; улучшаясь в отдельные годы до «условно чистой» – в 2015 и 2016 гг. в створе ниже р.п. Качуг, в 2020 г. в створе ниже г. Киренск (рис. 4). Хорошее качество воды обусловлено низким (в пределах 20-25 %) числом случаев превышения ПДК характерных загрязняющих химических веществ в воде.

На формирование химического состава воды в среднем течении реки Лена (от устья р. Витим до р. Алдан) существенное влияние оказывают карбонатные породы, содержащие пласты, слои и прослои гипса, ангидрита и каменной соли [5]. Вода притоков среднего течения р. Лена характеризуется разнообразным химическим составом.

Для среднего течения реки (от устья р. Витим до р. Алдан) на участке г. Олекминск – мкр. Кангалассы, как и для верхнего течения характерного уровня загрязненности воды достигали не только органические вещества (по БПК₅ и ХПК), фенолы и соединения меди, но и к ним добавлялись в большинстве створов соединения железа и цинка (рис. 3); реже соединения марганца (в районе мкр. Кангалассы).

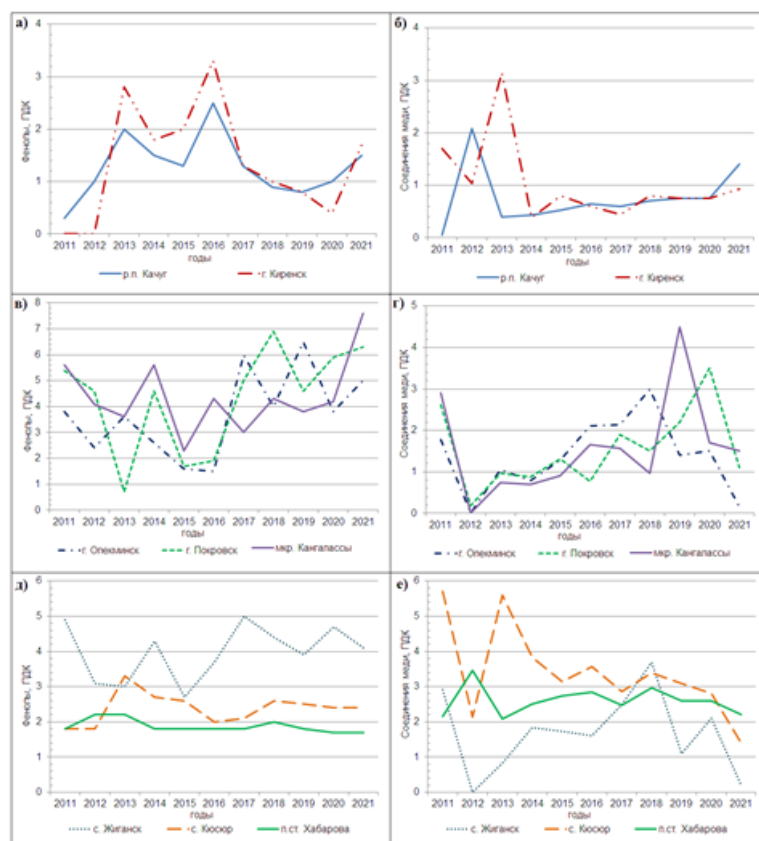


Рис. 2. Изменение среднегодовых концентраций по течению р. Лена: верхнее – а) фенолы, б) соединений меди; среднее – в) фенолы, г) соединений меди; нижнее – д) фенолы, е) соединений меди.

Загрязнение воды р. Лена в среднем течении формируется за счет коммунально-бытовых и промышленных сточных вод предприятий и организаций прилегающих городов; стоков с судов речного флота, портов, судоходства, рыбного хозяйства, промывных и карьерных вод, сточных вод горно- и золотодобывающих предприятий, осуществляющих водопользование на притоках реки [13, 14]. Эксплуатируемые очистные сооружения не всегда находятся в исправном состоянии, в результате в р. Лена сбрасываются недостаточно очищенные сточные воды (порядка 40-51 %) [15].

Среднегодовые концентрации на участке г. Олекминск – мкр. Кангалассы (среднее течение реки) органических веществ (по БПК₅) колебались в пределах 1,06-2,61 мг/л, органических веществ (по ХПК) – 18,2-36,1 мг/л, фенолов – ниже ПДК-7,6 ПДК, соединений меди – 0-4,5 ПДК, соединений железа – ниже ПДК-1,9 ПДК, соединений цинка – ниже ПДК-4 ПДК, соединений марганца – ниже ПДК-3 ПДК. Повторяемость случаев превышения ПДК была в пределах 50-100 % от числа отобранных проб воды. (рис. 3)

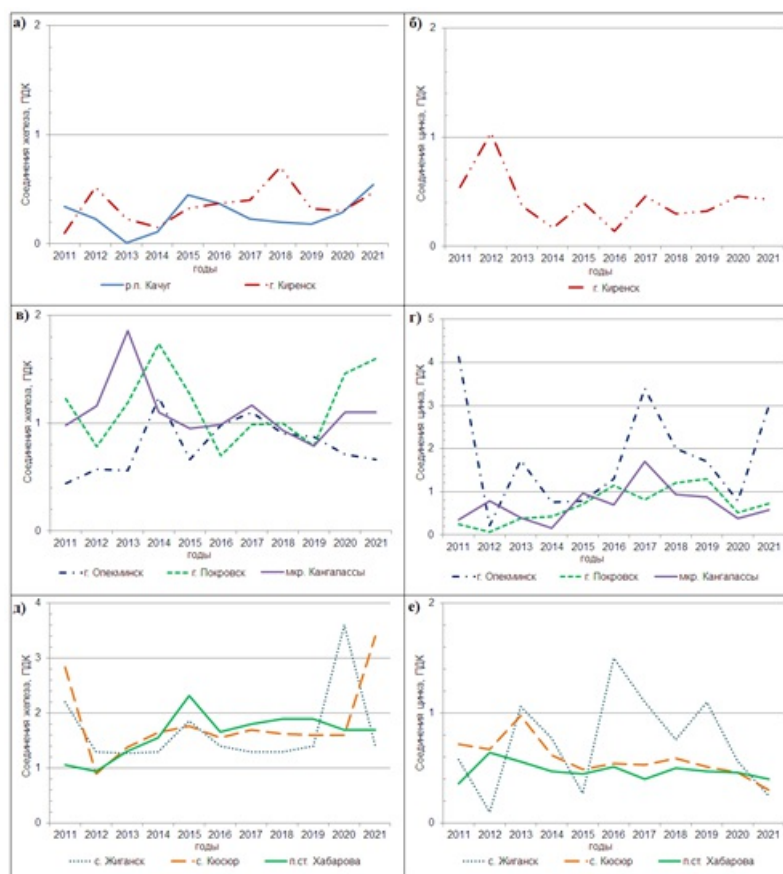


Рис. 3. Изменение среднегодовых концентраций по течению р. Лена: верхнее – а) соединений железа, б) соединений цинка; среднее – в) соединений железа, г) соединений цинка; нижнее – д) соединений железа, е) соединений цинка.

Вода р. Лена в створах среднего течения за период 2011-2021 гг. по качеству стабильно оценивалась 3-м классом («загрязненная» или «очень загрязненная»). В створе ниже г. Олекминск в 2011 г. качество воды характеризовалось 4-м классом («грязная» вода); улучшалось в 2013 г. до уровня «слабо загрязненной» в створе ниже с. Старая Табага.

Основным источником питания р. Лена в нижнем течении (ниже устья р. Алдан) на участке с. Жиганск – п.ст. Хабарова являются поверхностные и надмерзлотные воды, которые просачиваются через сквозные подрусловые талики, трещиноватые зоны и реже по тектоническим трещинам. Широкое развитие мощной толщи многолетней мерзлоты [9, 10] на данной территории значительно затрудняет связь поверхностных вод с подземными. Вследствие чего роль подземных вод в стоке реки крайне ограничена, поэтому и влияние этих вод на химический состав речной воды ничтожно [8]. Так как надмерзлотные воды существуют в жидком состоянии ограниченное время в году, состав воды в нижнем течении р. Лена определяется в значительной мере составом транзитных вод верхнего и среднего течения, а также наиболее крупных на этом участке реки притоков – рек Вилюй и Алдан. [5, 16]

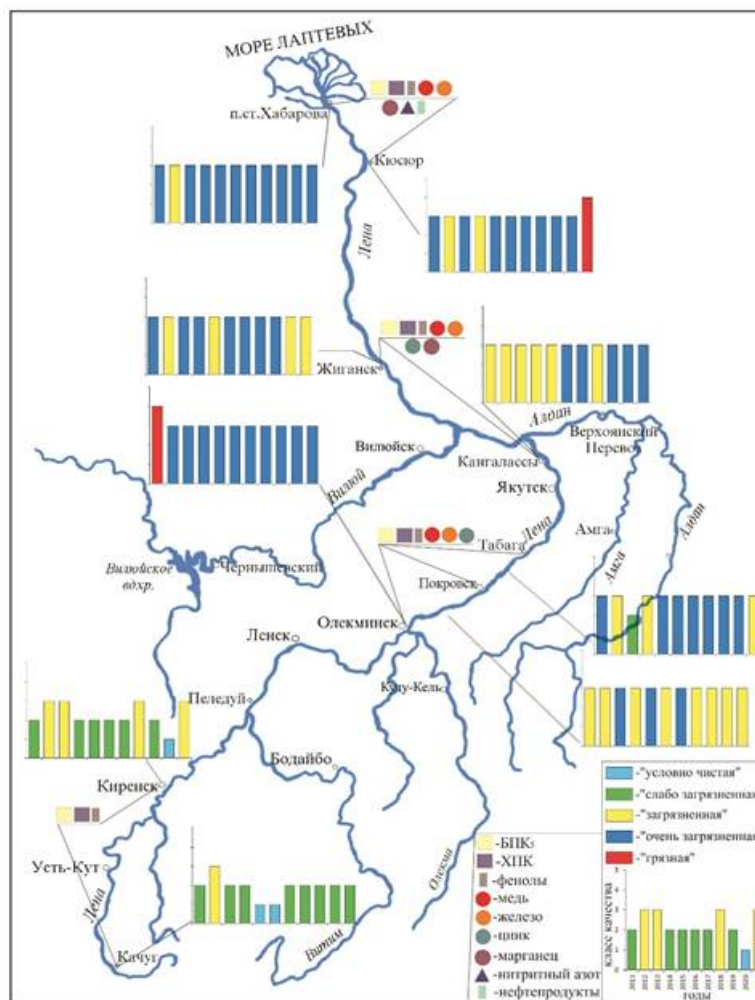


Рис. 4. Динамика качества воды и распределение наиболее распространенных загрязняющих веществ (по среднегодовым концентрациям) в воде по длине р. Лена в течение 2011-2021 гг.

Характерными загрязняющими веществами для нижнего течения реки Лена являются органические вещества (по БПК₅ и ХПК), фенолы, соединения меди, железа, цинка и марганца, в отдельные годы нитритный азот и нефтепродукты. Среднегодовые концентрации загрязняющих веществ колебались в пределах: органических веществ (по БПК₅) – 0,63-3,80 мг/л, (по ХПК) – 10,7-37,5 мг/л, фенолов – 1,7-5 ПДК, нитритного азота – 1-3 ПДК, нефтепродуктов – ниже ПДК-2 ПДК; соединений железа – 1-3,6 ПДК, меди – 0-5,7 ПДК, цинка – ниже ПДК-1,5 ПДК, марганца – 2-4 ПДК. Повторяемость случаев превышения ПДК составляла 50-100 % от числа отобранных проб воды. В многолетнем плане вода верхнего течения и устьевое участка реки Лена в рассматриваемый период 2011-2021 гг. оценивалась как «загрязненная» и «очень загрязненная», ухудшаясь до уровня 4-го класса («грязная») – в 2021 г. в створе ниже с. Кюсюр (рис. 4) – в результате увеличения числа случаев превышения ПДК органических веществ (по ХПК) от 60 % до 100 % и соединений железа от 80 % до 100 %.

Притоки р. Лена

Наиболее крупные правые притоки реки Лена – р. Витим, р. Олекма, р. Алдан; левые – р. Вилуй. [17] Основными источниками загрязняющих веществ воды бассейна рек Витим и Олекма являются сточные воды предприятий золотодобычи и шахтные воды. В

бассейне реки Алдан расположены многочисленные горнодобывающие предприятия, перерабатывающие руды различных металлов; имеются достаточно крупные золотоносные месторождения, а также залежи каменного угля и слюды. Основными источниками загрязнения воды бассейна р. Вилюй являются сточные воды энергетической промышленности, коммунального хозяйства, алмазодобычи, водного транспорта; а также расположенные по берегу объекты сельского хозяйства, газо- и нефтедобывающей промышленности. [11, 13]

Для изучаемых притоков в большинстве створов характерна загрязненность органическими веществами (по ХПК), фенолами, соединениями железа, меди и цинка, концентрации которых превышали ПДК в 50 % и выше от числа отобранных проб воды; в отдельные годы в некоторых створах к характерным загрязняющим веществам относились органические вещества (по БПК₅). Наиболее напряженное экологическое состояние в воде р. Олекма, особенно в верхнем течении (в черте с. Усть-Нюкжа), где характерного уровня загрязненности достигали не только выше перечисленные вещества, но и аммонийный азот, соединения марганца и алюминия, повторяемость случаев превышения ПДК которыми наблюдалось в каждой отобранной пробе воды.

В многолетнем плане (2011-2021 гг.) вода крупных притоков р. Лена оценивается 3-м классом качества («загрязненная» или «очень загрязненная»). Наиболее загрязнены правые притоки – р. Олекма и р. Алдан, где вода в основном характеризовалась 3-м классом разряда «б», как «очень загрязненная»; ухудшаясь до 4-го класса разряда «а» («грязная») в верхнем течении р. Олекма в черте с. Усть-Нюкжа в 2016-2021 гг., в верхнем течении р. Алдан ниже г. Томмот в 2014 г. Качество воды р. Витим и р. Вилюй [21] стабильно сохраняется на уровне 3-го класса, ухудшаясь или улучшаясь от разряда «а» («загрязненная») до разряда «б» («очень загрязненная») (табл. 1). Таким образом, происходит ухудшение качества воды в среднем и нижнем течении р. Лена, после впадения в нее притоков.

Таблица 1. Качество воды и характерные загрязняющие вещества воды отдельных створов притоков р. Лены за период 2011-2021 гг.

№ п/п	Водный объект	Створ	Класс качества за период 2011-2021 гг.	Характерные загрязняющие вещества
1.	р. Витим	ниже с. Романовка (верхнее течение)		Органические вещества (по ХПК), соединения железа, меди, цинка
2.	р. Олекма	в черте с. Усть-Нюкжа (верхнее течение)		Органические вещества (по ХПК), аммонийный азот, соединения железа, цинка, меди, марганца, алюминия
3.	р. Олекма	выше с. Куду-Кель (нижнее течение)		Органические вещества (ХПК), фенолы, соединения железа, меди, цинка
		ниже г. Томмот		Органические вещества (по ХПК), фенолы,

4.	р. Алдан	(верхнее течение)		соединения цинка, железа, меди
5.	р. Алдан	з.с. Верхоянский Перевоз (нижнее течение)		Органические вещества (по ХПК), фенолы, соединения цинка, железа, меди
6.	р. Вилюй	ниже п. Чернышевский (верхнее течение)		Органические вещества (по ХПК), фенолы, соединения железа, меди
7.	р. Вилюй	ниже г. Вилюйск (нижнее течение)		Органические вещества (по ХПК), фенолы, соединения железа, меди
Условные обозначения:			"слабо загрязненная" вода "загрязненная" вода "очень загрязненная" вода "грязная" вода	

Выводы

1. Различные физико-географические, гидрологические и климатические процессы, а также антропогенное воздействие оказывают значительное влияние на качество и химический состав воды реки Лена и ее бассейна. С целью отслеживания изменений, происходящих в этих условиях, следует проводить постоянный мониторинг, что позволит сделать прогнозы развития экологических ситуаций с учетом внутренних и внешних факторов. Необходимо проводить комплексный анализ многолетних данных по оценке водной среды особенно в условиях Арктического климата.

2. В условиях постепенно нарастающего освоения золоторудных и россыпных месторождений на территории Республики Саха (Якутия) ↑ увеличение максимального количества добычи золота за 100-летний период [18] происходит постепенная трансформация гидролого-гидрохимического состояния водной среды бассейна р. Лена.

3. Пространственно-временное распределение характерных загрязняющих веществ в воде рек бассейна р. Лена обусловлено особенностями формирования водных ресурсов в современных сложных природно-климатических условиях. Изменение водности рек бассейна р. Лена в первую очередь определяется степенью активности местного циклоногенезиса, который является основным фактором колебания водности рек бассейна и изменением количества осадков, это явление имеет место как в маловодные, так и многоводные годы [14].

4. Для территории бассейна р. Лена, особенно в нижнем течении, характерна высокая заболоченность. Вероятно, в связи с потеплением климата [\[19\]](#), болотные комплексы служат дополнительным источником появления в химическом составе поверхностных вод бассейна органических веществ (по ХПК и по БПК₅), содержание которых в концентрациях, превышающих ПДК, обнаружены по всему течению реки Лена; при этом максимальные концентрации органических веществ (по ХПК) в разные годы достигали 36,9-90,7 мг/л, органических веществ (по БПК₅) соответственно 3,93-3,86 мг/л.

5. В условиях Арктического климата сезонное распределение органических веществ в поверхностных водах проявлялось незначительно.
6. Наличие в поверхностных водах бассейна р. Лена фенолов, нефтепродуктов, соединений металлов вероятнее всего свидетельствует о значительной роли антропогенной составляющей в формировании химического состава речной воды.
7. Анализ динамики качества воды по течению р. Лена выявил ухудшение качества воды в среднем и нижнем течении, после впадения в нее крупных притоков; за многолетний период (2011-2021 гг.) отмечено ухудшение воды реки до 4-го класса качества («грязная») [\[20\]](#).
8. В течение 2011-2021 гг. вода рек бассейна р. Лена в большинстве лет оценивалась 3-м удовлетворительным классом качества.

Библиография

1. Чевычелов А. П., Алексеев А. А., Ермолаева С. В. Генезис, классификация и разнообразие мерзлотных почв Центральной Якутии // Почва как связующее звено функционирования природных и антропогенно-преобразованных экосистем: материалы V Международной научно-практической конференции, посвященной 90-летию кафедры почвоведения и оценки земельных ресурсов ИГУ и Дню Байкала (Иркутск, 23–29 августа 2021 года) – Иркутск: Иркутский государственный университет, 2021. С. 201-205.
2. Чевычелов А. П., Алексеев А. А., Ермолаева С. В. Разнообразие мерзлотных почв Центральной Якутии // Разнообразие почв и биоты Северной и Центральной Азии: Материалы IV Всероссийской конференции с международным участием, посвященной году науки и технологий в Российской Федерации и 40-летию Института общей и экспериментальной биологии СО РАН (Улан-Удэ, 15–18 июня 2021 года) – Улан-Удэ: Бурятский научный центр Сибирского отделения РАН, 2021. С. 515-517.
3. The Far North: Plant biodiversity and Ecology of Yakutia. Plant and Vegetation 3. Springer Science + Business Media B.V., 2010. 390 p. DOI: 10.1007/978-90-481-3774-9.
4. Pastukhov A., Marchenko-Vagapova T., Loiko S., Kaverin D. Vulnerability of the Ancient Peat Plateaus in Western Siberia // Plants. MDPI AG. 2021. <http://dx.doi.org/10.3390/plants10122813>.
5. Ресурсы поверхностных вод СССР. Под ред. Протасьева М.С. Л.: Гидрометеиздат, 1972. Т. 17. 651 с.
6. Национальный атлас почв Российской Федерации. М.: Астрель. АСТ, 2011. 632 с.: А92 карт., илл.
7. Научно-прикладной справочник: Многолетние колебания и изменчивость водных ресурсов и основных характеристик стока рек Российской Федерации. СПб.: ООО «РИАЛ», 2021. 190 с.
8. Шепелев В.В., Павлова Н.А. Основные составляющие подземного питания рек Якутии // Наука и образование, 2014. № 2. С. 117–120.
9. Fedorov A.N., Vasilyev N.F., Torgovkin Y.I., Shestakova A.A., Varlamov S.P., Zheleznyak M.N., Shepelev V.V. et al. Permafrost-Landscape Map of the Sakha (Yakutia) on Scale 1:1,500,000 // Geosciences, 2018. 8, 465. 17 p. DOI:10.3390/geosciences8120465

10. Fedorov A.N. Permafrost Landscape Research in the Northeast of Eurasia // Earth, 2022. Vol. 3(1). P. 460–478. DOI: 10.3390/earth3010028
11. Ежегодник «Качество поверхностных вод и эффективности проведенных водоохранных мероприятий на территории деятельности ФГБУ «Иркутское УГМС» за 2021 г. Иркутск, 2022. С. 46-47, 68-70.
12. Государственный доклад о состоянии и об охране окружающей среды в Иркутской области в 2021 году. Ижевск: ООО «Принт», 2022. 252 с.
13. Ежегодник «Качество поверхностных вод и эффективности проведенных водоохранных мероприятий на территории деятельности ФГБУ «Якутское УГМС» за 2021 г. Ч.1. Якутск, 2022. 435 с.
14. Государственный доклад «О состоянии и охране окружающей среды Республики Саха (Якутия) в 2021 году». Министерство охраны природы Республики Саха (Якутия). Якутск, 2022. 776 с.
15. Роднина Н.В., Соломонов А.И. Экологическая ситуация в Республике Саха (Якутия) // Академический вестник Якутской государственной сельскохозяйственной академии. 2021. № (20). С. 51-57.
16. Водные ресурсы России и их использование. Под ред. Шикломанова И.А., ГГИ, СПб, 2008. С. 94-95.
17. Ежегодник «Качество поверхностных вод Российской Федерации за 2021 год». Ростов-на-Дону: ГХИ, 2022. 620 с.
18. Батугина Н. С., Ноговицын Р. Р. Добыча золота в Республике Саха (Якутия). Тенденции и перспективы развития // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2021. № 1-6(175). С. 75-80.
19. Иванов В. А., Рожин И. И. Моделирование деградации многолетнемерзлых пород при потеплении климата в условиях Центральной Якутии на ближайшие 300 лет // Современные наукоемкие технологии, 2021. № 10. С. 41-47. DOI 10.17513/snt.38852.
20. Чекмарева Д.П., Лобченко Е.Е. Динамика уровня загрязненности воды реки Лена за период 2012-2021 гг. // Природно-ресурсный потенциал и экологическая реабилитация деградированных ландшафтов / Сборник материалов Международной научно-практической конференции (Грозный, 17 – 18 марта 2023 г.). Грозный: издательство ФГБОУ ВО «Чеченский государственный университет им. А.А. Кадырова», 2023. С. 344-347. DOI: 10.36684/86-1-2023-344-347.
21. Чекмарева Д.П., Романюк О.Л. Современное состояние уровня загрязненности воды бассейна реки Вилюй. // Экология и природопользование: тенденции, модели, прогнозы, прикладные аспекты / Материалы Национальной научно-практической конференции (16 марта 2023 года). Рязань: Издательство Рязанского государственного агротехнологического университета, 2023. С. 257-261.

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, оценка влияния особенностей формирования водных ресурсов и качества поверхностных вод бассейна реки Лена. Методология исследования, в статье не указаны, но исходя из анализа статьи можно сделать вывод о использовании методов химического анализа макроэлементного состав

в мерзлых породах, а также анализ литературных данных. Судя по иллюстративным материалам автором предпринят анализ с целью изучения пространственно-временных изменений содержания химических веществ в поверхностных водах бассейна р. Лена, были использованы статистически обработанные гидрохимические данные за период 2011-2021 гг.

Актуальность затронутой темы безусловна и состоит в получении информации о значительном влиянии на качественный и химический состав вод бассейна реки Лена. С целью отслеживания изменений, происходящих в этих условиях, констатируется необходимость проведения постоянного мониторинга, что позволит сделать прогнозы развития экологических ситуаций с учетом внутренних и внешних факторов. Необходимо проводить комплексный анализ многолетних данных по оценке водной среды особенно в условиях Арктического климата в условиях постепенно нарастающего освоения золоторудных и россыпных месторождений на территории Республики Саха (Якутия).

Научная новизна заключается в попытке автора статьи на основе проведенных исследований сделать вывод об сопоставлении изменчивости состава вод понять механизм реакции на изменение погодно-климатических условий и геохимической миграции микроэлементов. Автором сделан вывод о распределении характерных загрязняющих веществ в воде рек бассейна р. Лена, обусловленными особенностями формирования водных ресурсов в современных сложных природно-климатических условиях.

Стиль, структура, содержание стиль изложения результатов достаточно научный. Статья снабжена богатым иллюстративным материалом, отражающим процесс образования загрязнения в воде и особенностями стока. Автор оформлением табличный материал в форме графиков и диаграмм, что позволило повысить наглядность и аргументированность представленных материалов.

Однако есть ряд вопросов, в частности:

Автору статьи следовало бы выделить разделы статьи для лучшего восприятия кроме целевой установки указать методы исследования и задачи.

Автору статьи необходимо генерализировать представленную информацию, убрав из содержания статьи излишнее цитирование, например дважды процитированы литературные источники в заключении и выводах по материалам исследования, необходимо указать авторский вклад при составлении рисунков и диаграмм.

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

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:

Фёдоров В.М., Залиханов А.М., Дегтярев К.С. — Особенности межгодовой изменчивости площади морских льдов в Северном полушарии // Арктика и Антарктика. – 2023. – № 2. DOI: 10.7256/2453-8922.2023.2.41008
EDN: HGKGDS URL: https://nbpublish.com/library_read_article.php?id=41008

Особенности межгодовой изменчивости площади морских льдов в Северном полушарии

Фёдоров Валерий Михайлович

ORCID: 0000-0003-2305-7408

кандидат географических наук

ведущий научный сотрудник, Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова

119991, Россия, Москва область, г. Москва, ул. Ленинские Горы, 1, оф. 1904Б

✉ fedorov.msu@mail.ru



Залиханов Алим Михайлович

ORCID: 0000-0002-2540-6045

кандидат географических наук

старший научный сотрудник, МГУ им. М.В. Ломоносова; географический факультет; НИЛ возобновляемых источников энергии

119991, Россия, Москва область, г. Москва, ул. Ленинские Горы, 1, оф. 19

✉ bulungu@yandex.ru



Дегтярев Кирилл Станиславович

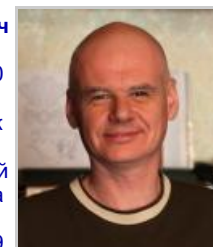
ORCID: 0000-0002-1738-6320

кандидат географических наук

преподаватель, Географический факультет, НИЛ возобновляемых источников энергии, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

119991, Россия, г. Москва, ул. Ленинские Горы, 1, оф. 19

✉ kir1111@rambler.ru



[Статья из рубрики "Арктические льды"](#)

DOI:

10.7256/2453-8922.2023.2.41008

EDN:

HGKGDS

Дата направления статьи в редакцию:

15-06-2023

Аннотация: На основе массива ледовых данных для периодов максимального и минимального сезонного распространения морских льдов в Северном полушарии (марта и сентября) проведены исследования зависимости вероятности знака и среднего для ячейки значения межгодовой изменчивости от знаков (и нуля) предшествующих разностей. Показано, что вероятностный диапазон для появления положительных разностей после групп отрицательных разностей в марте больше, чем в сентябре. И наоборот, вероятностный диапазон появления отрицательных разностей после предшествующих положительных в сентябре больше, чем в марте. В периоды минимальных (март) и максимальных (сентябрь) межгодовых изменений, после положительных разностей с увеличением числа разностей в группе, значения последующих, как положительных, так и отрицательных межгодовых изменений возрастают. Отмечается увеличение вероятности появления межгодовой разности одного знака с увеличением группы предшествующих разностей другого знака. Для вероятности появления нулевых разностей (отсутствия межгодовой изменчивости) для марта и сентября отмечается увеличения вероятности появления нулевых значений с увеличением числа предшествующих нулевых разностей в группе. Полученные результаты указывают на присутствие в стохастической межгодовой изменчивости площади морских льдов механизма стабилизации, что подтверждается увеличением вероятности появления разности одного знака, при увеличении числа предшествующих разностей другого знака в группе. Увеличение вероятности нулевых значений с увеличением числа предшествующих нулевых разностей подтверждает присутствие географических областей, в которых не происходят межгодовые изменения площади морских льдов.

Ключевые слова:

морской лед, Северное полушарие, площадь морских льдов, межгодовая изменчивость, стохастические процессы, Марковские цепи, температура океана, солнечная радиация, динамика морских льдов, меридиональный градиент инсоляции

Работа выполнена в соответствии с госбюджетными темами «Эволюция, современное состояние и прогноз развития береговой зоны Российской Арктики» (121051100167-1) и «Географические основы устойчивого развития энергетических систем с использованием возобновляемых источников энергии» (121051400082-4)

ВВЕДЕНИЕ

Изучение изменений морских льдов и причин, вызывающих эти изменения составляет одну из актуальных задач морского ледоведения [\[4; 9; 11\]](#). Распространение и динамика морских льдов зависит от многих факторов, определяемых геофизическими процессами. Это, прежде всего, температура и влажность воздуха, температура поверхности океана, циркуляционные процессы в атмосфере, морские течения, наличие и структура галоклина, облачность, сток рек, альбедо и др. Основу отмеченных факторов составляет приходящая к Земле солнечная радиация – основной источник тепла на Земле [\[5;10;16\]](#).

Важнейшим параметром ледяного покрова является его площадь, которая изменяется как в пространстве, так и во времени. Выделяются сезонные (годовой ход), многолетние и межгодовые изменения. Как показали ранее проведенные нами исследования,

годовой ход площади морских льдов определяется годовым ходом инсоляции Земли, но отстает от него по фазе на 2 месяца [12; 13]. Пространственные и временные особенности многолетних изменений площади морских льдов в основном определяются многолетними изменениями инсоляционной контрастности (ИК). Многолетние изменения ИК, обобщенно по областям источника и стока тепла, отражают многолетние изменения меридионального градиента инсоляции [14]. Межгодовая изменчивость определяется колебаниями природной системы и ее компонентов. Эти колебания являются стохастическими, в связи с чем, представляют особую сложность при их моделировании и прогнозе. Однако при этом отмечаются пространственные и временные особенности, указывающие на присутствие регулярностей в межгодовой изменчивости характеристик состояния природной среды [1]. Так, например, для Северного Ледовитого океана найдена тесная связь годового хода среднего модуля межгодовой изменчивости площади морских льдов с годовым ходом облучения Северного полушария, смещенного на 2 месяца в прошлое [14].

Целью данной работы является выявление пространственных и временных особенностей в межгодовой изменчивости площади морских льдов в Северном полушарии, на основе анализа массива ледовых данных.

ОБЪЕКТ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Проведено исследование межгодовой изменчивости площади морских льдов для отдельных трапеций размером $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ по широте и долготе в масштабах всего Северного полушария. В качестве объекта исследований использовалась база данных Метеорологического центра Хэдли [18]. Представленная в базе данных HadISST1 информация о средней месячной температуре поверхности океана и площади морских льдов в Северном и Южном полушарии получена в результате сведения в единый массив данных реанализа (ERA40), выполненного с использованием эмпирических ортогональных функций (ЭОФ) и данных инструментальных и визуальных (прежде всего судовых и спутниковых) наблюдений. Реконструкция площади морских льдов в массиве по сетке $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ выполнена на основе алгоритмов аппроксимации и экстраполяции доступных данных (оцифрованные карты площади морских льдов, данные судовых и спутниковых наблюдений) с учетом температуры поверхности океана (ТПО) [17]. В массиве представлены данные по средней месячной площади морских льдов в пространственной ячейке $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ в процентах от площади ячейки (ледовитость), с 1870 г. по настоящее время. Нами анализировался массив, включающий 7400 ячеек, в каждой из которых представлена информация по площади морского льда с месячными значениями за период с 1901 по 2020 г.

Для исследования межгодовой изменчивости площади морских льдов использовалась методика, основанная на марковских свойствах естественной изменчивости, опробованная ранее при исследовании естественной изменчивости характеристик климата северной полярной области и Северного полушария [1]. Эта методика применялась нами (в данной работе) в исследованиях межгодовой изменчивости площади морских льдов Северного полушария. Площадь морских льдов, прежде всего, зависит от температуры поверхности океана (ТПО) и приповерхностной температуры воздуха (ПТВ). При анализе временных рядов температуры определено, что появление подряд двух и более приращений с одинаковым знаком в 2 раза более редкое событие, чем появление двух приращений подряд с противоположными знаками [1]. Это указывает на наличие определенной стабилизирующей обратной связи в межгодовой

изменчивости, возникающей под влиянием внутренней стохастической динамики атмосферы.

Проведенными ранее исследованиями обнаружены два интересных факта. Во-первых, отмеченная закономерность в чередовании знаков разностей годовых значений наблюдалась для климатических рядов среднемесячной температуры в отдельных пунктах наблюдений [21]. Во-вторых, подобная закономерность свойственна рядам случайных чисел, что предлагается использовать в качестве теста для проверки исследуемых рядов на случайность [3; 71].

Проведенный анализ температурных характеристик климата [11] показал, что общие свойства в последовательности знаков разностей случайных и климатических рядов является следствием одной и той же обратной связи, действующей на стохастическую изменчивость, ограниченную внешними условиями. С математической точки зрения это явление следует определить как марковские свойства ограниченных случайных последовательностей. С точки зрения исследования природной системы или ее компонентов оно служит подтверждением их внутренней устойчивости.

Как следует из марковских свойств, вероятность разных знаков у соседних первых разностей одного временного ряда равна $2/3$, а вероятность одинаковых знаков в два раза меньше, то есть $1/3$. Эти вероятности характеризуют в терминах однородной цепи Маркова конечное состояние после одного шага (первые разности). Используем формулу для однородной цепи Маркова [6]:

$$\pi_n = \pi_0 P^n$$

(где π_n – матрица вероятностей конечного состояния; π_0 – матрица вероятностей начального состояния; P – матрица переходных вероятностей). Матрица переходных состояний, будет выглядеть следующим образом:

	+	-
+	1/3	2/3
-	2/3	1/3

Используя переходные вероятности можно рассчитать вероятность любой последовательности знаков. В общем случае вероятность последовательности первых разностей с «n» одинаковыми знаками можно рассчитать по формуле

$$P^n = 4 \cdot 3^{-(n+1)}$$

Таким образом, статистические свойства климатических рядов, значения которых можно рассматривать как независимые, близки к свойствам ограниченных случайных последовательностей. Первые разности такой последовательности обладают марковским свойством, отражающим действие обратной связи в стохастической модели, порождающей данную последовательность. Эта обратная связь в первых разностях приводит к тому, что вероятность смены знака первых разностей в 2 раза выше, чем сохранение знака. Появление обратной связи вызвано влиянием внешних ограничений на стохастическую динамику моделей (природных систем и их компонентов). Применительно к природной системе и ее компонентам (одним из которых является морской лед) эти свойства подтверждают ее внутреннюю устойчивость и создают определенный прогностический потенциал. Действительно, используя свойство смены знака первых разностей можно предсказать знак приращения характеристики за год

вперед.

Мы применили приведенные представления к анализу межгодовой изменчивости площади морских льдов. В качестве исследуемых характеристик рассматривались месячные (для марта и сентября) значения площади морских льдов в ячейках размером $1^\circ \times 1^\circ$ с 1901 по 2029 гг., представленные рядами ежегодных значений. Известно, что март и сентябрь – периоды соответственно максимального и минимального распространения морских льдов в морях Российской Арктики и в Северном полушарии в целом. В отличие от приведенных представлений о расчетах вероятностей для двух возможных вариантов первой разности (знак «плюс» или «минус»), мы определяли вероятность для трех возможных вариантов разностей: «плюс», ноль и «минус». Вероятность каждого варианта последней разности определялась для 12 групп (табл. 1) предшествующих сочетаний знаков межгодовой изменчивости – разности (при этом из текущего года вычитался предшествующий год):

Рассматриваемые группы предшествующих сочетаний знаков межгодовой изменчивости (разности последовательных годовых значений) и нуля имеют следующий вид:

----	---	--	-
0000	000	00	0
++++	+++	++	+

То есть, по массиву данных определялась реальная для массива вероятность появления знака разности или нуля после каждого из представленных сочетаний (групп) предшествующих разностей межгодовой изменчивости площади морских льдов. Площадь морских льдов представлена в массиве данных в процентах от площади ячейки.

Таким образом, для каждой ячейки массива анализировались два временных ряда – для марта (максимальная площадь) и сентября (минимальная площадь морских льдов). Теоретически вероятность появления одного из трех вариантов («плюс», ноль, «минус») равна $1/3$. Однако, как следует из марковских цепочек, эта вероятность зависит от знака предыдущей разности. Марковское свойство знаков приращения – это их зависимость от знаков предшествующих приращений. Определение характера зависимости вероятности появления одного из трех вариантов в межгодовой изменчивости площади морских льдов для представленных выше комбинаций (групп) предшествующих разностей было основной задачей работы.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Анализ вероятности знака разности годовых значений для марта, следующей за комбинациями предшествующих разностей показывает, что с увеличением числа одноименных знаков в комбинации вероятность появления разности с противоположным знаком возрастает (табл. 1). Для нулевых значений вероятность появления нулевой разности возрастает с увеличением числа нулевых разностей в предшествующей группе.

Таблица 1. Распределение и вероятность появления знаков разности и нуля после предшествующих групп знаков и нулей в межгодовой изменчивости для марта

Группа	Количество, ед.			Вероятность, %		
	«плюс»	«минус»	0	«плюс»	«минус»	0
----	221	36	23	78,929	12,857	8,214
---	1424	289	250	72,542	14,722	12,76
--	7418	2047	2633	61,316	16,920	21,764

	1	2	3	4	5	6
-	41215	14622	24402	51,365	18,223	30,412
0000	1757	773	11571	12,460	5,482	82,058
000	3286	1342	17859	14,613	5,968	79,419
00	7178	4477	30987	16,833	10,499	72,668
0	26099	16604	74761	22,219	14,135	63,646
++++	85	294	60	19,362	66,970	13,667
+++	456	1419	225	21,714	67,571	10,714
++	2203	8825	1666	17,355	69,521	13,124
+	15002	49874	16341	18,472	61,408	20,120

В среднем по всему массиву вероятность появления знака «плюс» после одной отрицательной разности составляет 51,4% и она увеличивается до 78,9% после четырех предшествующих отрицательных разностей. Диапазон изменения вероятности составляет 27,6%. Вероятность появления положительной разности, таким образом, в среднем возрастает на 9,2% после каждого увеличения числа предшествующих отрицательных разностей в группе. При этом вероятность появления отрицательной разности сохраняется в диапазоне от 18,2% (после одной отрицательной разности) до 12,9% (после комбинации из четырех отрицательных разностей). Вероятность появления нулевой разности соответственно уменьшается от 30,4% до 8,2%.

Вероятность появления отрицательной разности после одной положительной равняется 61,4% и, она увеличивается до 67,0% после четырех отрицательных разностей. Таким образом, вероятность появления отрицательных разностей после положительных изменяется в более узком вероятностном диапазоне (5,5%) по сравнению с вероятностью появления положительной разности после предшествующих отрицательных (27,6%). Иными словами, вероятность появления положительных разностей в марте после отрицательных (отражающих сокращение площади морских льдов) более заметно зависит от знака предшествующих разностей, чем вероятность появления отрицательных разностей после положительных (отражающих увеличение площади морских льдов). Также, в более узком диапазоне сохраняется вероятность появления положительных разностей после предшествующих положительных (от 17,4% до 21,7%). То есть, вероятность появления положительной разности мало изменяется с увеличением предшествующих положительных разностей. Вероятность появления нулевых значений разности после предшествующих положительных изменяется в интервале от 20,1% до 13,7% (табл. 1).

Увеличение вероятности появления положительной (отрицательной) разности знака с увеличением числа предшествующих отрицательных (положительных) разностей подтверждает существование механизма стабилизации в межгодовой изменчивости площади морских льдов. Этот механизм сдерживает тенденцию сокращения площади морских льдов, определяемую усилением интенсивности меридионального переноса радиационного тепла, связанным с уменьшением наклона оси вращения Земли в современную эпоху [\[15\]](#).

Иная картина распределения вероятности отмечается для нулевых комбинаций (групп предшествующих разностей). Отмечается увеличение вероятности появления нулевой разности от 63,6% после одной нулевой разности до 82,1% после четырех предшествующих нулевых значений. Такой характер распределения отражает существование областей с отсутствием межгодовых изменений площади морских льдов и стабильность ледового массива в марте.

Рассчитывались и анализировались числовые значения межгодовой изменчивости для положительных и отрицательных разностей (табл. 2). Для нулевых разностей, естественно, амплитуда равна 0. Межгодовая изменчивость определялась вычитанием из текущего года предшествующего.

Максимальные (средние по всем ячейкам) положительные значения межгодовой изменчивости площади морских льдов в марте отмечаются в разностях, следующих за группами из трех и четырех предшествующих отрицательных разностей – 16,0% и 15,8% соответственно. Межгодовые отрицательные разности в этих случаях существенно меньше (-6,3% для обоих случаев). Также максимальные положительные значения конечной разности отмечаются после групп из трех и четырех положительных разностей (16,0% и 17,3% соответственно). В этих случаях, также отмечаются максимальные по величине отрицательные разности (-18,7% и -23,2% соответственно).

Таблица 2. Среднее для ячейки значение межгодовой изменчивости для ее знака после групп сочетаний предшествующих знаков в марте.

Группа	Среднее значение межгодовой изменчивости, %	
	+	-
----	15,8190	-6,3056
---	15,9803	-6,2941
--	12,0901	-6,4533
-	9,8709	-5,8350
0000	1,4206	-15,8241
000	1,8646	-14,4396
00	1,6194	-9,7087
0	2,4859	-7,9116
++++	17,2941	-23,2313
+++	15,9671	-18,7421
++	13,9573	-10,9763
+	10,6506	-7,6316

Примечание: значение межгодовой изменчивости площади морских льдов измеряется в % от площади ячейки.

Следующая, за группами нулевых значений отрицательная разность, по модулю существенно превосходит следующую за той же нулевой группой положительное значение разности (табл. 2). Максимальные отрицательные разности следуют за группами из трех и четырех нулевых разностей: -14,4% и -15,8% соответственно. Значения положительных разностей следующих за нулевыми группами не превышают 2,5%. Таким образом, отрицательные значения разностей следующих за группой нулевых значений в среднем по модулю, приблизительно в 6,5 раз превосходят следующие за нулевыми группами значения положительных разностей.

Значения отрицательной межгодовой изменчивости практически не зависят от количества положительных разностей в предшествующих группах (изменение в пределах от 5,8% до 6,3%). В то же время, значения положительных разностей, следующих за группами отрицательных разностей, возрастают с увеличением количества разностей в группе. Так, среднее значение межгодовой изменчивости после одной предшествующей положительной разности составляет -7,8%, а после серии из четырех положительных разностей уже -23,2%. Сходная зависимость проявляется и для положительных значений разности, следующих за положительными разностями. После одной предшествующей

положительной разности среднее значений межгодовой изменчивости равно 10,7%, после четырех положительных разностей – 17,3%.

Анализ вероятности знака разности годовых значений для сентября (как и для марта), следующей за комбинациями предшествующих разностей показывает, что с увеличением числа одноименных знаков в группе вероятность появления разности с противоположным знаком возрастает (табл. 3). Для нулевых значений вероятность появления нулевой разности возрастает с увеличением числа нулевых разностей в предшествующей группе.

Вероятность появления положительных разностей в межгодовой изменчивости после отрицательных групп в сентябре по сравнению с мартом возрастает. Вероятность появления положительного знака межгодовой изменчивости увеличивается от 62,5% после одной до 82,5% после четырех предшествующих отрицательных разностей. Однако, вероятностный диапазон при этом сужается до 20% по сравнению с 27,6% в марте.

Таблица 3. Распределение и вероятность появления знаков разности и нуля после предшествующей комбинацией знаков и нулей в межгодовой изменчивости для сентября

Группа	Количество, ед.			Вероятность, %		
	«плюс»	«минус»	ноль	«плюс»	«минус»	ноль
----	378	51	29	82,533	11,135	6,332
---	2198	458	216	76,532	15,947	7,521
--	11654	2994	1440	72,439	18,610	8,951
-	46816	19653	8405	62,526	26,248	11,226
0000	110	627	7773	1,293	7,368	91,340
000	358	1355	10911	2,836	10,734	86,431
00	1476	3505	18544	6,274	14,899	78,827
0	10469	14582	42635	15,467	21,544	62,989
++++	47	453	81	8,090	77,969	13,941
+++	591	2471	559	16,321	68,241	15,438
++	3735	11714	2928	20,324	63,743	15,933
+	22345	42642	14413	28,142	53,705	18,152

Вероятностный диапазон появления отрицательных значений после групп положительных разностей, наоборот увеличивается до 24,3% (при 5,5% в марте). Вероятность появления отрицательной межгодовой разности в сентябре изменяется от 53,7% (после одной предшествующей положительной разности) до 78,0% (после серии из четырех положительных разностей). Таким образом, вероятностный диапазон для появления положительных разностей после отрицательных групп в марте больше, чем в сентябре. И наоборот, вероятностный диапазон появления отрицательных разностей после предшествующих положительных в сентябре больше, чем в марте.

Кроме того, увеличивается вероятностный диапазон для появления нулевых значений от 18,4% в марте, до 28,3% в сентябре. При этом, зависимость характера распределения вероятности появления нулевых значений от предшествующих разностей, как и в марте иная, чем для появления противоположных знаков. В случае знаков, отмечается увеличение вероятности появления межгодовой разности одного знака с увеличением группы предшествующих разностей другого знака. Для вероятности появления нулевых разностей (отсутствия межгодовой изменчивости) для марта и сентября отмечается увеличения вероятности появления нулевых значений с увеличением группы

предшествующих нулевых разностей. Первая особенность (для противоположных знаков) отражает устойчивый компонент в стохастической межгодовой изменчивости площади морских льдов. Вторая особенность (для нулевых значений), отражает наличие устойчивых областей в ледовом массиве, не подверженных межгодовым изменениям.

Также рассчитывались и анализировались числовые значения межгодовой изменчивости для положительных и отрицательных разностей в сентябре (табл. 4).

Для сентября отмечается особенность уменьшения значений отрицательной межгодовой разности с увеличением числа отрицательных предшествующих разностей в группе. Так, после одной отрицательной разности среднее значение межгодовой изменчивости составляет -7,7%, в то время, как после четырех отрицательных разностей она сокращается до -3,6%. В марте эта особенность не проявляется. Также (как и для марта) не отмечается зависимость значения положительных разностей, следующих за отрицательными, от числа предшествующих положительных разностей в группе. Однако, (как и в марте) проявляется особенность увеличения значений отрицательной межгодовой изменчивости от количества предшествующих положительных разностей в группе. Так после одной положительной разности среднее для ячейки отрицательное значение межгодовой изменчивости равняется -14,9%, после четырех положительных разностей уже -30,6%.

Таблица 4. Среднее для ячейки значение межгодовой изменчивости для ее знака после групп сочетаний предшествующих знаков в сентябре.

Группа	Среднее значение межгодовой изменчивости, %	
	+	-
----	13,5291	-3,6471
---	15,5669	-4,5175
--	14,6221	-6,0979
-	15,8042	-7,7275
0000	2,6455	-34,0670
000	3,2374	-30,4598
00	5,5976	-25,3966
0	6,8032	-17,6330
++++	27,9574	-30,6313
+++	15,4738	-21,4937
++	18,2851	-15,4723
+	14,6587	-14,9141

Так же, как и для марта, отмечается зависимость значения положительных разностей межгодовой изменчивости от числа предшествующих положительных разностей в группе. Так, после одной положительной разности среднее (для ячейки) значение межгодовой изменчивости равняется 14,7%, после четырех положительных разностях – 28%. Таким образом, в марте и в сентябре после положительных разностей с увеличением числа разностей в группе, значения последующих, как положительных, так и отрицательных межгодовых изменений возрастают.

Для каждой ячейки массива ледовых данных рассчитывались средние модули межгодовой изменчивости (рис. 1).

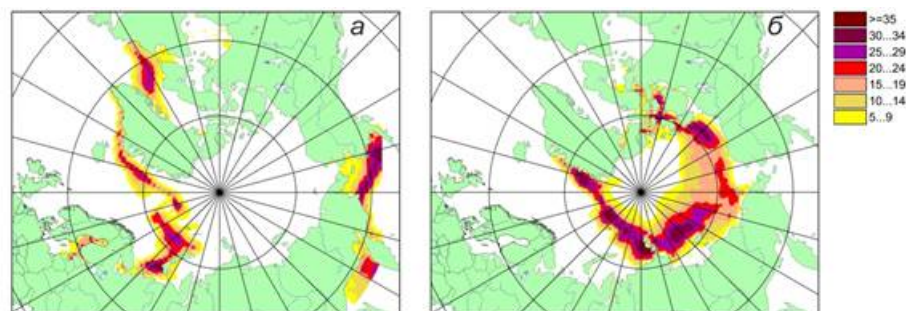


Рис. 1. Средние модули межгодовой изменчивости площади морских льдов, % от площади ячейки.

Известно, что в марте отмечается сезонный максимум распространения морских льдов в Северном полушарии и минимум межгодовой изменчивости [11; 14]. Тем не менее, на общем мало меняющемся фоне, в это время выделяются области, в которых отмечается заметная межгодовая динамика площади морских льдов. Эти области приурочены к устойчивым морским течениям (рис. 1 а). Заметная межгодовая изменчивость площади морских льдов в марте отмечается в море Лабрадор и Девисовом проливе. Эта изменчивость, вероятно, связана с динамикой Западно-гренландского течения [8]. Межгодовая изменчивость в распространении морских льдов отмечается в Датском проливе и Гренландском море, что определяется динамикой Западно-гренландского течения и течения Ирмингера. Изменяется площадь морских льдов в марте также в восточной и северной части Баренцева моря, что связано с Норвежским течением. Также подвержена межгодовым изменениям в марте площадь морских льдов в Беринговом и Охотском морях. В Беринговом море межгодовые изменения в распространении морских льдов, очевидно, связаны с динамикой течения Куросио, в Охотском море – с неустойчивостью Западно-камчатского течения.

Если в марте межгодовая изменчивость в арктическом пространстве представлена фрагментарно, то в сентябре отмечается иная картина. Межгодовая изменчивость площади морских льдов в сентябре образует циркумполярную область, примыкающую с юга приблизительно к границе распространения многолетних льдов (рис. 1 б). В области многолетних льдов расположенной в центре Арктического бассейна и ограниченной зоной заметных межгодовых изменений, межгодовые изменения площади морских льдов не проявляются. Отмеченный характер локализации области заметной межгодовой изменчивости в сентябре связан с сезонным ходом инсоляции и, преимущественно меридиональным направлением сезонного сокращения площади морских льдов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С увеличением числа одноименных знаков межгодовой изменчивости в группе вероятность появления разности с противоположным знаком возрастает. Для нулевых значений вероятность появления нулевой разности возрастает с увеличением числа нулевых разностей в предшествующей группе. Таким образом, характер зависимости вероятности знака межгодовой изменчивости от числа предшествующих знаков для положительных и отрицательных знаков отличается от характера зависимости для нулевых значений. В случае знаков, отмечается увеличение вероятности появления межгодовой разности одного знака с увеличением группы предшествующих разностей другого знака. Для вероятности появления нулевых разностей (отсутствия межгодовой изменчивости) для марта и сентября отмечается увеличения вероятности появления нулевых значений с увеличением группы предшествующих нулевых разностей.

Выполненные исследования показали, что, вероятностный диапазон для появления положительных разностей после отрицательных групп в марте больше, чем в сентябре. И наоборот, вероятностный диапазон появления отрицательных разностей после предшествующих положительных в сентябре больше, чем в марте. В марте и в сентябре в периоды, соответственно минимальных и максимальных межгодовых изменений, после положительных разностей с увеличением числа разностей в группе, значения последующих, как положительных, так и отрицательных межгодовых изменений возрастают.

Для марта характерно фрагментарное пространственное расположение областей с заметной межгодовой изменчивостью распространения морских льдов, которые локализованы в районах морских течений и связаны с их межгодовой динамикой. Межгодовая изменчивость площади морских льдов в сентябре образует обширную циркумполярную область, примыкающую с юга к границе распространения многолетних льдов. Такое расположение области заметной межгодовой изменчивости связано с преимущественно меридиональным сезонным сокращением площади распространения морских льдов в соответствии с меридиональным сезонным изменением инсоляции.

Полученные результаты указывают на присутствие в стохастической межгодовой изменчивости площади морских льдов регулярности – механизма стабилизации, что подтверждается увеличением вероятности появления разности одного знака, при увеличении числа предшествующих разностей другого знака в группе. Увеличение вероятности нулевых значений с увеличением числа предшествующих нулевым разностям подтверждает присутствие географических областей, в которых не происходят межгодовые изменения площади морских льдов.

Проведенные исследования могут способствовать повышению достоверности прогнозов межгодовой изменчивости площади морских льдов в Северном полушарии, в периоды их максимального и минимального сезонного распространения.

Благодарности. Работа выполнена в соответствии с госбюджетными темами «Эволюция, современное состояние и прогноз развития береговой зоны Российской Арктики» (121051100167-1) и «Географические основы устойчивого развития энергетических систем с использованием возобновляемых источников энергии» (121051400082-4)

Библиография

1. Алексеев Г.В., Священников П.Н. Естественная изменчивость характеристик климата северной полярной области и Северного полушария. Л.: Гидрометеиздат, 1991, 160 с.
2. Альтговазен З.Р. Статистические характеристики межгодовой изменчивости среднемесячных температур воздуха // Метеорология и гидрология, 1976, № 10, С. 30–35.
3. Бокс Д., Дженкинс Г. Анализ временных рядов. Прогноз и управление. Вып. 1. М.: Мир, 1974, 406 с.
4. Захаров В.Ф. Льды Арктики и современные природные процессы. Л.: Гидрометеиздат, 1981, 136 с.
5. Кондратьев К.Я. Глобальный климат. СПб., Наука, 1992, 359 с.
6. Кемени Дж., Снелл Дж. Конечные цепи Маркова. М.: Наука, 1970, 271 с.
7. Кэнделл М. Временные ряды. М.: Финансы и статистика, 1983, 198 с.
8. Лебедев А.А., Уралов Н.С. Гирометеорологические условия формирования

- аномалии ледовитости в Девисовом проливе // Труды ААНИИ, 1977, Т. 341, С. 53–72.
9. Ледяные образования морей западной Арктики / Ред. Г.К. Зубакин. СПб., ААНИИ, 2006, 272 с.
 10. Монин А.С. Введение в теорию климата. Л., Гидрометеиздат, 1982, 246 с.
 11. Морской лед / Ред. Фролов И.Е., Гаврило В.П. СПб., Гидрометеиздат, 1997, 402 с.
 12. Фёдоров В.М., Гребенников П.Б., Фролов Д.М. Анализ откликов в динамике площади морских льдов отдельных районов Арктики на изменение инсоляции // Арктика и Антарктика, 2020а, №2. DOI: 10.7256/2453-8922.2020.2.3.31875.
 13. Фёдоров В.М., Гребенников П.Б., Фролов Д.М. Оценка роли инсоляционного фактора в изменениях площади морских льдов в российской Арктике // Криосфера Земли, 2020б. Т.24. №3. с.38-50. DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2020-3(38-50).
 14. Федоров В.М., Гребенников П.Б. Многолетние изменения площади морских льдов в Северном полушарии в связи с изменением характеристик инсоляции // Криосфера Земли, 2021. Т. 25. № 2. С. 38–47. DOI: 10.15372/KZ20210204.
 15. Федоров В.М. Эволюция современного глобального климата Земли и ее возможные причины // Геориск, 2020. Т. 14. № 4. С. 16–29. DOI: 10.25296/1997-8669-2020-14-4-16-29
 16. Шулейкин В.В. Физика моря. М., АН СССР, 1953. 990 с.
 17. Rayner N.A., Parker, D.E., Horton E.B. et al. (2003). Global Analysis of Sea Surface Temperature, Sea Ice, and Night Marine Air Temperature since the Late Nineteenth Century. *J. Geophys. Res.*, 108, D14, 4407. DOI: 10.1029/2002JD002670.
 18. URL: <http://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadisst/data/download.html> (дата обращения: 20.06.2023).

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, закономерности особенности межгодовой изменчивости площади морских льдов в Северном полушарии.

Методология исследования, в статье указаны о использовании использовалась база данных Метеорологического центра Хэдли, составленная с использованием эмпирических ортогональных функций и данных инструментальных и визуальных (прежде всего судовых и спутниковых) наблюдений. На основе алгоритмов аппроксимации и экстраполяции доступных данных (оцифрованные карты площади морских льдов, данные судовых и спутниковых наблюдений) с учетом температуры поверхности океана проведена реконструкция площади морских льдов, использовалась методика, основанная на марковских свойствах естественной изменчивости, а также математические и статистические методы с оценкой вероятности событий.

Актуальность затронутой темы безусловна и состоит в получении информации о динамик морских льдов, которая зависит от многих факторов, определяемых геофизическими процессами - температура и влажность воздуха, температура поверхности океана, циркуляционные процессы в атмосфере, морские течения, наличие и структура галоклина, облачность, сток рек, альбедо и др. Основу отмеченных факторов составляет приходящая к Земле солнечная радиация. Это может быть полезным с точки зрения их участия в термических циклах, которые не до конца исследованы в северных

экосистемах, во-вторых, исследование актуально в связи с хозяйственным освоением Арктической зоны, где сосредоточены многочисленные промышленные производства. Научная новизна заключается в попытке автора статьи на основе проведенных исследований сделать вывод о пространственных и временных особенностях, указывающие на присутствие регулярностей в межгодовой изменчивости характеристик состояния природной среды., для Северного Ледовитого океана найдена тесная связь годового хода среднего модуля межгодовой изменчивости площади морских льдов с годовым ходом облучения Северного полушария со смещением на 2 месяца. Выявлены на основе анализа массива ледовых данных пространственные и временные особенностей в межгодовой изменчивости площади морских льдов в Северном полушарии.

Стиль, структура, содержание стиль изложения результатов достаточно научный. Статья снабжена богатым иллюстративным материалом, отражающим процесс межгодовой изменчивости площади морских льдов в Северном полушарии, которые могут способствовать повышению достоверности прогнозов в периоды их максимального и минимального сезонного распространения.

Статья содержит разнообразный интересный иллюстративный материал в форме таблиц, рисунков, диаграмм.

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

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 Ю.К., Гинзбург А.П. — Радиальная дифференциация химического состава криогенных почв долины реки Чары, Северное Забайкалье // Арктика и Антарктика. – 2023. – № 2. DOI: 10.7256/2453-8922.2023.2.40965
EDN: HGVJAS URL: https://nbpublish.com/library_read_article.php?id=40965

Радиальная дифференциация химического состава криогенных почв долины реки Чары, Северное Забайкалье

Васильчук Юрий Кириллович

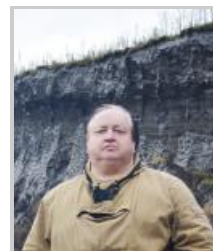
ORCID: 0000-0001-5847-5568

доктор геолого-минералогических наук

профессор, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова (МГУ), географический факультет, кафедра геохимии ландшафтов и географии почв

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

✉ vasilch_geo@mail.ru



Гинзбург Александр Павлович

магистр, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геохимии ландшафтов и географии почв

119991, Россия, Leninsky Gory область, г. Moscow, ул. Leninsky Gory, 1, оф. 2007

✉ alexandrginzburg13154@yandex.ru



[Статья из рубрики "Почвы холодных равнинных и горных регионов"](#)

DOI:

10.7256/2453-8922.2023.2.40965

EDN:

HGVJAS

Дата направления статьи в редакцию:

10-06-2023

Аннотация: Предметом исследования являются содержания химических элементов, групповой состав соединений железа и их радиальная дифференциация в профилях криогенных почв долины р. Чары (северное Забайкалье). Изученные почвы относятся к глеезёмам постпирогенным мерзлотным, глубины СТС данных почв составляют от 34 до 44 см. Сроки прохождения пожаров – 3 и 28-30 лет для почв на правом и левом берегах ручья Беленького, соответственно. Концентрации макроэлементов, за исключением Si,

редко превышают 5,0%, в то время как содержание кремния достигает 24,3%. Для Si также характерен вынос из верхней части почвенных профилей и аккумуляция в мерзлотных горизонтах почв. Для значительной части макроэлементов, характерны наибольшие концентрации в горизонтах O (к примеру, это Mg – 4,8, Ca – 1,5 и др.). Среди микроэлементов наиболее контрастно распределены Sr и Zr (от 5,0 до 29,7 и от 5,6 до 47,1 мг/кг). Обоedнение верхней части профиля глеезёма постпирогенного мерзлотного большей частью химических элементов, за исключением Mn, и значения коэффициента R от 0,3 до 0,9 свидетельствуют о начальной стадии постпирогенного восстановления свойств почвы, а наблюдающееся в профиле глеезёма окисленно-глеевого постпирогенного мерзлотного активное накопление в верхней части Mg, Ca, Ti, Fe, Sr и др. элементов – признак активного восстановления после пожара. В почвах содержится около 3,4% железа, из них более 60–75% составляет силикатная группа соединений (Fes). Влажность почв и преобладающие восстановительные условия среды способствуют формированию в их профилях монотонных распределений, а в почвах без признаков устойчивого гидроморфизма горизонты ММП содержат почти в 2 раза больше Feокс и Feэкстр.

Ключевые слова:

криогенные почвы, радиальная дифференциация, макроэлементы, микроэлементы, соединения железа, профильные распределения, многолетнемерзлые породы, сезонно-талый слой, Чарская котловина, Северное Забайкалье

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Научного Фонда (номер проекта РНФ 23-17-00082)

Введение

Коэффициент радиальной дифференциации (R), предложенный А.И. Перельманом и Н.С. Касимовым^[15] предназначен для исследования неоднородности вертикального распределения концентраций химических веществ в почвенных профилях. В отличие от формы графика профильного распределения, которая даёт лишь качественную характеристику неоднородности распределения, коэффициент радиальной дифференциации демонстрирует количественную оценку влияния почвообразования на накопление и рассеивание отдельных химических веществ в горизонтах почвенного профиля. Сравнение проводится между затронутыми процессами почвообразования горизонтами верхней части профиля и горизонтами почвообразующих пород, эффект от почвообразования в которых условно отсутствует. Исследования профильных распределений химических элементов в почвах криолитозоны – весьма перспективное направление современной геохимии ландшафтов по следующим причинам. Во-первых, изучение радиальной водной миграции элементов и соединений в мерзлотных почвах может быть полезным с точки зрения их участия в биогеохимических циклах, которые не до конца исследованы в северных экосистемах.^[14] Во-вторых, исследование почв, загрязнённых различными химическими веществами, в том числе, потенциально токсичными, актуально в связи с хозяйственным освоением Арктической зоны России, где сосредоточены многочисленные промышленные производства.^[1] В-третьих, всестороннее изучение процессов почвенного криогенеза, в том числе его роли в формировании профильных распределений отдельных элементов (например, железа), на данном этапе развития криопедологии входит в число важнейших её задач.^[11] Чарская

котловина – один из ключевых районов, где проводятся различные работы по изучению криолитозоны [8,12,17], в связи с чем возможно всестороннее исследование криогенных почв и их особенностей. [4]

1. Объекты и методы

1.1. Географическое положение района исследования

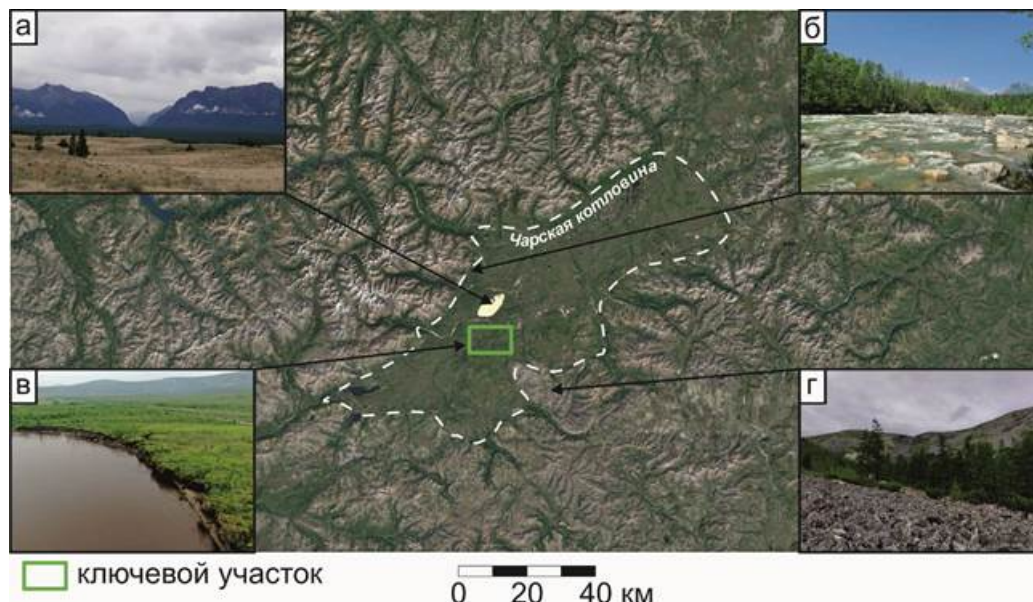


Рис. 1. Расположение ключевого участка исследования на территории Чарской котловины и её ландшафтное разнообразие: краевая область урочища Пески (а), нижнее течение реки Средний Сакукан (б), долина реки Чары (в), курумы западного макросклона хребта Удокан (г)

1.2. Физико-географические условия района исследования

Расположение ключевого участка исследования

Район исследования расположен в Каларском районе Забайкальского края. Ключевой участок находится в долине реки Чары, в её среднем течении, в 8 км к юго-западу от пгт. Новая Чара, в месте впадения ручья Беленького в Чару ($56^{\circ}45'38.72''$ с.ш., $118^{\circ}11'30.12''$ в.д.) (рис. 1). Почвенные разрезы заложены на плоской пологонаклонной поверхности первой надпойменной террасы реки Чары высотой 7 м над уровнем уреза реки. Разрез Ch-22-1 расположен на правом берегу ручья, разрез Ch-22-2 – на левом берегу. На правом берегу наблюдаются признаки заболоченности поверхности, вероятно, ввиду недавно произошедшего здесь природного пожара, о котором свидетельствуют как обгоревшие стволы лиственниц, так и постпирогенные признаки в органогенном горизонте почв на этом участке. Левый берег ручья не проявляет признаков заболоченности поверхности.

Краткая физико-географическая характеристика района

Равнинная часть дна Чарской котловины представляет собой низменность в долине р. Чары, вытянутая вдоль её русла на 125 км низменность шириной около 35 км. Прирусловая часть котловины сложена голоценовыми русловыми фациями аллювиальных отложений (возраста Q1IV – Q2IV) различного гранулометрического состава, слагающих пойму и низкие террасы р. Чары. [7,16] Более высокие террасы левобережья Чары сложены позднечетвертичными водно-ледниковыми отложениями – песками и супесями.

Местами на территории котловины встречаются конечно-моренные гряды с заозёрными понижениями, а останцы коренных пород представляют собой цепи плосковершинных холмов высотами до 200 м. В целом, перепады высот в пределах днища котловины составляют как раз примерно 200 м, в отдельных случаях она увеличивается до 400 м. Климат Чары – резко-континентальный, среднегодовая температура воздуха около – 7,8°C, количество осадков за год не превышает 330 мм. Мощность снегового покрова зимой не превышает 0,5 м в среднем из-за малого количества атмосферных осадков и сильных ветров. Мозаичность геоморфологических элементов, микроклимата и растительного покрова в пределах котловины способствует развитию широкого разнообразия геокриологических условий (табл. 1). Для Чарской котловины в общем характерна высокая (до 500 м) мощность многолетней мерзлоты сливающегося типа с температурами ММП на глубинах подошвы активного слоя от –6 до –4°C. Непосредственно на участке «Беленький», где располагается площадка сети CALM (circumpolar active layer monitoring), глубина сезонного протаивания варьирует в пределах 0,5 – 0,9 м.^[8.17] Температура почв на уровне подошвы слоя сезонного оттаивания составляет –4°C.^[17]

Таблица 1. Ландшафтно-геокриологические характеристики различных типов местности в равнинной части Чарской котловины (по Сергееву и др. ^[17])

Площадка	Геоморфологический элемент	Высота (абс.), м	Средняя температура (2006–2014 гг.), °C		
			Воздуха	Поверхности почвы	На глубине подошвы СТС
«Мост»	Заболоченная высокая пойма р. Чары	700	–6,9	–3,4	–5,0
«Беленький»	Надпойменная терраса р. Чары	728	–6,6	–2,5	–4,0
«Пески»	Массив развеваемых песков	753	–	–1,9	+0,3

Территория Чарской котловины относится к горно-таёжному высотно-ландшафтному поясу. Низменности здесь представлены редколесьями лиственницы Каяндера (*Larix cajanderi*) с подлеском из берёзы растопыренной (*Betula divaricata*) и кедровым стлаником (*Pinus pumila*), а также широко распространён мощных мохово-лишайниковый покров. При подъёме в горы лиственничные редколесья постепенно уступают место зарослям кустарников с фрагментарным мохово-лишайниковым покровом, а вершины горных хребтов часто вообще не имеют растительного покрова – гольцы. В межгорных котловинах Байкальского типа, распространённых в этом секторе криолитозоны России, часто наблюдается следующие высотные спектры почвенно-ландшафтных комбинаций (табл. 2). Наиболее подробно почвенно-ландшафтные связи в структуре высотной поясности внутренних склонов межгорных котловин байкальского типа рассмотрены в диссертации Н.А. Ногиной^[13], подытожившей результаты 50 лет почвенных исследований в этом районе.

Более подробная и полная физико-географическая характеристика района исследований представлена в статье Ю.К.Васильчука и др.^[4].

Таблица 2. Почвенно-ландшафтные комбинации, характерные для основных высотно-ландшафтных поясов межгорных котловин байкальского типа (по Н.А. Ногиной [\[13\]](#))

Высотно-ландшафтный пояс	Высота (абс.), м	Группы растительных сообществ	Почвы
Сухостепной	< 800	Сухостепные, лугово-сухостепные	Каштановые (в т.ч. луговато-каштановые), солонцы, солончаки соровые
Разнотравно-злаковый	800-1000	Лугово-степные, настоящие степи, пышные луга, сухостепные	Чернозёмы мучнисто-карбонатные, мало- и бескарбонатные, лугово-чернозёмные, луговые и мерзлотно-луговые, солончаки луговые, солончаковатые
Горнолесной	1000-1200	Смешанные горнолесные	Подзолистые, горные мерзлотно-дерново-таёжные
Горнотаёжный	1200-1400	Северо- (верхне-) таёжные, среднетаёжные, южнотаёжные	Горные (в т.ч. дерновые) мерзлотно-таёжные, мерзлотно-таёжные (в т.ч. оподзоленные), подзолы иллювиально-железистые, подзолистые, мерзлотно-болотные
Гольцовый	> 1400	Горно-тундровые, горно-луговые	Гольцово-пустошные, горно-тундровые, горно-луговые (субальпийские)

1.3. Полевые методы работ

Почвенно-геохимические исследования на ключевом участке «Беленький» проведены в июле 2022 г. Сезонно-талый слой почв опробован с помощью пластиковых ножей. Масса каждого образца из генетических горизонтов почв составила 250 – 500 г. Многолетнемёрзлые породы были опробованы с помощью электрического бура.

1.4. Лабораторные методы работ

Кислотность водной вытяжки (рН) из почв и содержание в ней легкорастворимых солей (TDS, мг/л) были определены с помощью лабораторных стационарных потенциометра (водород-селективного электрода) и кондуктометра METTLER-TOLEDO потенциометрическим и кондуктометрическим методами, соответственно. Электропроводность почвенной вытяжки (ЕС, мкС/см) вычислялась как удвоенное содержание легкорастворимых солей ($EC = TDS \cdot 2$).

Общее содержание органического углерода (C_{org}) в почвах было измерено методом И.В. Тюрина с фотометрическим окончанием в результате окислительно-восстановительного титрования бихроматно-калиевой вытяжки из почвы солью Мора в присутствии 5-6 капель фенилантраниловой кислоты.

Гранулометрический состав почв был определён методом лазерной гранулометрии на гранулометре Fritsch Analysette-22 (Германия) при предварительной обработке почвы пирофосфатом натрия и ультразвуковой дезинтеграции коллоидных частиц.

Групповой состав железа, включающий несиликатные, оксалаторастворимые и связанные с органическим веществом группы соединений, был изучен при параллельном

экстрагировании по схеме С.В. Зонна: несиликатное железо (Fe_{nc}) вытесняется из почвенной вытяжки в растворе солей натрия при добавлении сухого порошка дитионита натрия по методу Мера-Джексона, оксалоторастворимое ($Fe_{окс}$) – реактивом Тамма с pH 3,8 по методу Тамма, экстрагируемое или связанное с органическим веществом ($Fe_{экстр}$) – пиродифосфатом калия по методу Баскомба. Подробно методика описана в [19], у Ю.Н. Водяницкого и Н.П. Кирилловой [6].

1.5. Коэффициент радиальной дифференциации

Для анализа радиальной дифференциации почвенных профилей был использован коэффициент радиальной дифференциации R . [15] Он вычисляется по формуле $R_i = C_{i_{гор}}/C_{i_{пор}}$, где $C_{i_{гор}}$ – содержание химического элемента i в горизонте почвы, $C_{i_{пор}}$ – содержание в породе, где влияние почвообразовательных процессов на химический состав условно пренебрежимо.

2. Результаты

2.1. Криогенные почвы и их физико-химические свойства

Представленные на террасе р. Чары профили почв имеют ряд диагностических признаков, позволяющих отнести их к стволу постлитогенного почвообразования, отделу глеевых почв, типу глеезёмов, а также присвоить их названиям подтипы постпирогенный и мерзлотный. Мощности сезонно-талого слоя этих почв составляют 34 (разрез Ch-22-1 – правый берег руч. Беленького, заболоченная поверхность) и 44 (разрез Ch-22-2 – левый берег руч. Беленького, поверхность без признаков заболачивания) см, соответственно. Верхние части обоих рассмотренных профилей характеризуются тёмно-бурыми, слабо- и среднеразложёнными горизонтами подстилок, в которых при близком рассмотрении наблюдаются мелких (менее 0,5 см) и крупных (до 2 см) угольков, а также остатков обуглившихся фрагментов осоки, – признаки пирогенного процесса, который резко- и экстраконтинентальных областях Сибири в той или иной степени затрагивает весь почвенный покров, из-за чего А.П. Чевычелов ввёл постпирогенный подтип в классификацию постлитогенных почв на минеральном субстрате. [20] Ниже в профилях почв происходит смена органогенного горизонта на минеральный глеевый (G), который отличается контрастом окислительно-восстановительных условий, диагностируемым по ярко-рыжему или светло-серо-бурому с желтизной цветам, свидетельствующим о преобладании трёхвалентной формы железа над двухвалентной. По-видимому, проникающий сквозь горизонты O воздух создаёт здесь окислительную обстановку, но глубокие горизонты (CG) из-за большей влажности и утяжелённого гранулометрического состава не пропускают воздух, в результате чего содержание преобладающей формы Fe^{2+} повышается. Многолетнемёрзлые горизонты почв, верхние границы которых находятся на глубинах 34 и 44 см от поверхности, соответственно, практически аналогичны по цвету и гранулометрическому составу вышележащим. Они отличаются массивной криогенной текстурой с низким общим содержанием льда ($\leq 30\%$).

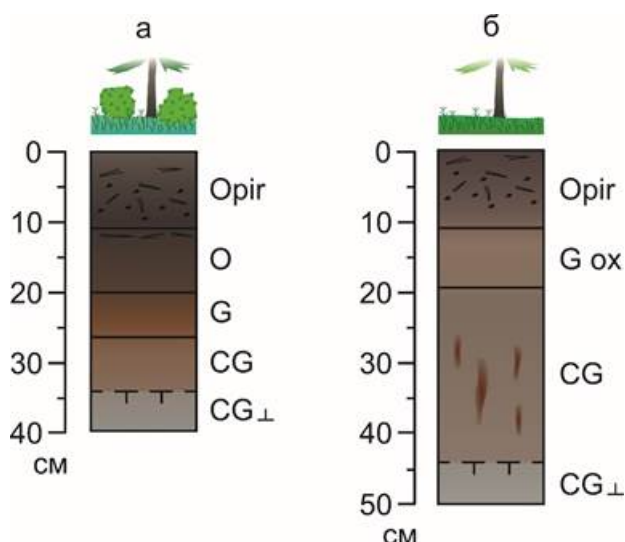


Рис. 2. Профильное строение почв долины р. Чары: глеезём постпирогенный мерзлотный (Ch-22-1) (а), глеезём окисленно-глеевый постпирогенный мерзлотный (Ch-22-2) (б)

Согласно классификации и диагностике почв России [9], изученным почвам были даны названия: глеезём постпирогенный мерзлотный (рис. 2а) и глеезём окисленно-глеевый постпирогенный мерзлотный (рис. 2б).

Глеезёмы долины Чары относятся к кислым почвам с pH от 3,9 до 5,1 единицы. Для величин pH характерны наиболее низкие значения в верхней части профиля и дальнейшее возрастание с глубиной. В среднем, профиль глеезёма Ch-22-1 более кислый (3,9–4,5), чем профиль Ch-22-2 (4,9–5,1).

Содержание органического углерода в почвах максимально достигает 8,7% в органогенном горизонте разреза глеезёма постпирогенного мерзлотного (Ch-22-1) и 6,8% в разрезе глеезёма окисленно-глеевого постпирогенного мерзлотного (Ch-22-2). Ниже по профилю количество C_{org} в горизонтах почв снижается в 4,5–5,5 раз, причём в горизонтах ММП (CG \perp) в обоих случаях встречается небольшая аккумуляция C_{org} в сравнении с вышележащими немерзлыми горизонтами.

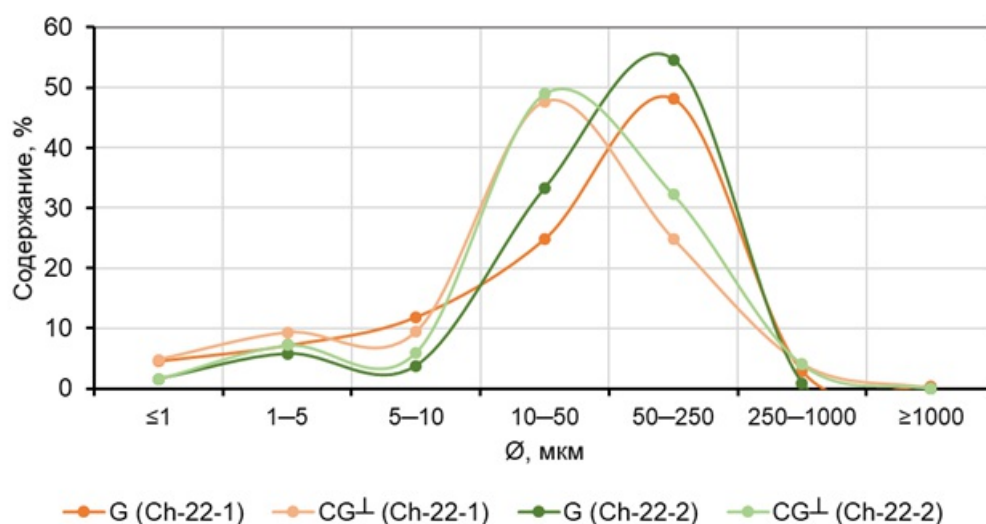


Рис. 3. Содержания гранулометрических фракций определённого диаметра (мкм) в талых (G) и многолетнемерзлых (CG \perp) горизонтах глеезёмов долины р. Чары, %

По содержанию физической глины изученные профили глеезёмов были отнесены к

легкосуглинистым (содержание частиц физической глины в профиле глеезёма постпирогенного мерзлотного – 23,5–23,7%) и супесчаным (в профиле глеезёма окисленно-глеевого постпирогенного мерзлотного – 11,2–14,8%), по классификации Н.А. Качинского. На рис. 3 видно, что многолетнемёрзлые горизонты в среднем обладают чуть более тяжёлым гранулометрическим составом, чем сезонно-талые. Преобладающей фракцией в них является 10–50 мкм, тогда как в сезонно-талых минеральных горизонтах наиболее концентрированной является фракция 50–250 мкм.

2.2. Валовой элементный состав почв

Спецификой элементного состава криогенных почв долины р. Чары являются примерно сопоставимые содержания Fe и Mg в них около 2–4%, а также пониженные концентрации Ti и Mn – их содержания в профилях почв всегда ниже 1% (рис. 4). Кроме того, среди микроэлементов наибольшими среди изученных концентрациями отличаются Sr и Zr, содержания которых достигают 29,7 и 47,1 мг/кг, соответственно.

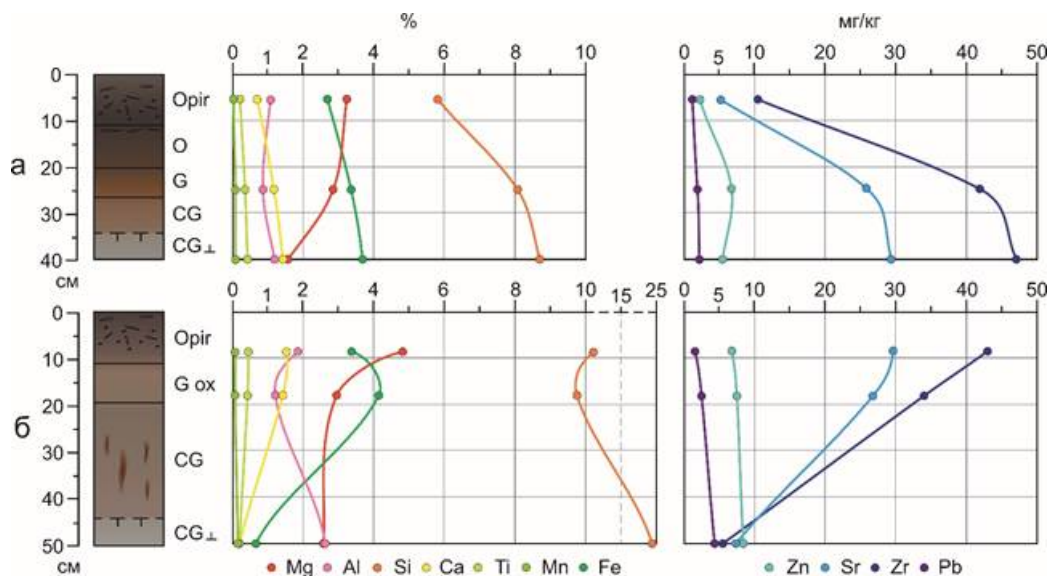


Рис. 4. Профильные распределения содержаний химических элементов в профилях глеезёмов долины р. Чары: глеезём постпирогенный мерзлотный (Ch-22-1) (а), глеезём окисленно-глеевый постпирогенный мерзлотный (Ch-22-2) (б)

Содержания Si в рассмотренных глеезёмах значительно различаются, их концентрации от 5,8 до 8,7% и от 8,1 до 24,3%. Наблюдается увеличение концентраций Si к нижней части профилей обеих почв. Ни один другой макроэлемент не характеризуется похожей тенденцией в профильном распределении, к примеру, обладающие аналогичными геохимическими свойствами Al и Fe накоплены, в основном, в верхних частях профилей – в поверхностном органогенном горизонте. Ниже по профилю их содержание, а также содержания Mg и Ca, снижаются иногда в 2–8 раз. Ti и Mn, концентрации которых в изученных почвах малы, характеризуются также незначительным варьированием в пределах профиля – от 0,2 до 0,4% (Ti) и от 0,03 до 0,1% (Mn).

Sr и Zr демонстрируют различные профильные распределения в двух почвах: если в профиле Ch-22-1 они аккумулируются в глубинных горизонтах, в том числе, многолетнемёрзлых (рис. 4а), то в профиле Ch-22-2 всё происходит с точностью до наоборот. Zn и Pb в профиле распределены весьма равномерно, при этом концентрации свинца наименьшие среди рассмотренных микроэлементов – от 1 до 4,5 мг/кг.

2.3. Радиальная дифференциация химического состава почв

В случае принятия горизонтов ММП за горизонты почвообразующих пород, наблюдается обогащение органогенных пирогенных горизонтов Mg ($R = 2,1$) в профиле Ch-22-1 (рис. 5а) и Mg, Ca, Ti, Fe, Sr и Zr в профиле Ch-22-2 (рис. 5б). Выносом из верхних частей обоих почвенных профилей характеризуются Al, Si, Mn и Pb. Коэффициенты R этих элементов в надмерзлотной части почв варьируют от 0,3 до 0,9. Контрастность профильных распределений элементов в почвах различается следующим образом: Если контрастным профильным распределением в профиле Ch-22-1 отличается только Mg, то в профиле Ch-22-2 контрастно в пределах профиля распределена большая часть элементов – Mg, Ca, Ti, Fe, Sr и Zr, обогащение профилей почв которыми двукратно и более (к примеру, $R_{Ca} = 9,8$).

Горизонты многолетнемёрзлых пород, по сравнению с вышележащими тальми горизонтами, обогащены большей частью элементов, кроме Mg. Вероятно, в результате прошедшего около 3 лет назад пожара произошла мобилизация этих элементов и их вынос в нижнюю часть профиля почвы, а процессы самовосстановления почв ещё не достигли той стадии, после которой достигается изначальное содержание элементов.

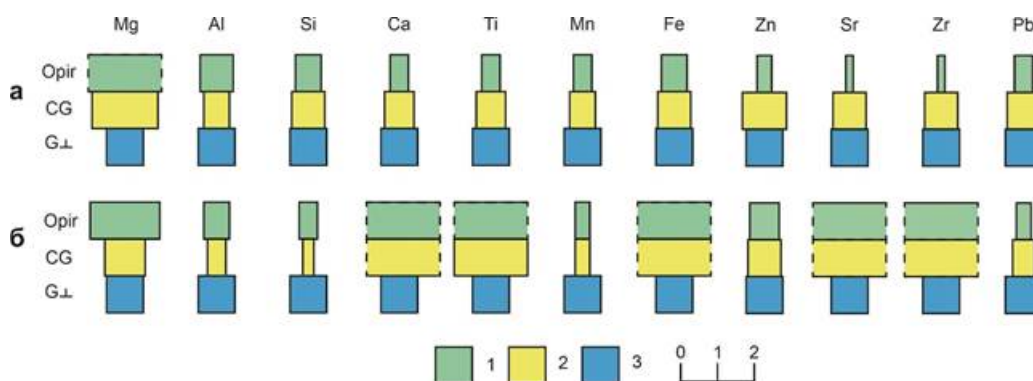


Рис. 5. Коэффициенты радиальной дифференциации (R) химических элементов в криогенных почвах долины р. Чары: сезонно-талые горизонты (1), криогенные сезонно-талые горизонты (2) и многолетнемёрзлые горизонты (3)

В профиле глеезёма окисленно-глеевого постпирогенного мерзлотного, поверхность которого была пройдена пожаром 28–30 лет назад, наоборот, по-видимому, наблюдается та стадия постпирогенного восстановления почвы, на которой концентрации большей части химических элементов достигают временного максимума, после которого они вновь вовлекаются в циклы радиальной миграции и формирование радиальных распределений начнётся вновь.

2.4. Групповой состав соединений железа

Анализ группового состава соединений железа показал, что силикатные соединения железа (Fe_C) являются преобладающими в структуре валового содержания Fe, его доля варьирует от 0,6 до 0,75 от всего содержащегося в почвенных горизонтах железа. Доля несиликатных соединений (Fe_{HC}) значительно ниже силикатных, их абсолютное содержание находится в пределах от 0,3 до 0,59% (табл. 3), причём значительного снижения или очевидной дифференциации между тальми и мёрзлыми горизонтами почв не наблюдается. Для глеезёма постпирогенного мерзлотного (разрез Ch-22-1) характерно практически равнозначное содержание $Fe_{окс}$ и $Fe_{экстр}$, причём как между этими фракциями, так и между горизонтами почв – 0,07–0,08, а для разреза Ch-22-2, напротив, характерно преобладание оксалоторастворимого железа над экстрагируемым почти в 2 раза, а также в обоих случаях почти двукратное увеличение содержаний этих

соединений при переходе от горизонтов СТС к ММП (табл. 3).

Вероятно, заболачивание той части поверхности надпойменной террасы и преобладание восстановительных условий в профиле глеезёма в разрезе Ch-22-1, о чём также свидетельствуют морфологические свойства профиля этой почвы, привело к выравниванию содержаний $Fe_{окс}$ и $Fe_{экстр}$ по глубине.

Таблица 3. Валовое содержание железа ($Fe_{вал}$), а также концентрации его силикатных ($Fe_{с}$), несиликатных ($Fe_{нс}$), оксалаторастворимых ($Fe_{окс}$) и экстрагируемых ($Fe_{экстр}$) соединений (%) в глеезёмах долины р. Чары

Образец	Горизонт	Глубина, см	Содержание соединений железа, %				
			Fe _{вал}	Fe _с	Fe _{нс}	Fe _{окс}	Fe _{экстр}
Разрез Ch-22-1. Глеезём постпирогенный мерзлотный							
Ch-22-1/2	G	20(25)-26(30)	3,36	3,06	0,30	0,08	0,08
Ch-22-1/3	CG⊥	34...	3,67	3,25	0,41	0,08	0,07
Разрез Ch-22-2. Глеезём окисленно-глеевый постпирогенный мерзлотный							
Ch-22-2/2	Gox	11(13)-18(25)	4,14	3,55	0,59	0,13	0,06
Ch-22-2/3	CG⊥	44...	0,62	0,29	0,33	0,32	0,12

3. Дискуссия

Наибольшими концентрациями в изученных нами почвах характеризуются Si, Fe и Mg, их средние содержания равны 11,1, 3,0 и 3,0%, соответственно. Наиболее контрастно распределены в профилях почв именно эти элементы, значения $R_{Mg, Si, Fe} = 1.8-2.1, 0.3-0.9$ и $0.7-6.7$, соответственно. Наиболее существенно из пирогенных горизонтов почв Прибайкалья под хвойными лесами в дельте р. Селенги по данным А.Б.Гыниновой выносятся Si (70% против 73,1–75%), Al (12,8% против 13,3–13,7%) и K (2,9% против 3,1–3,3%), а накапливаются Mn (0,1% против 0,04–0,1%) и Ca (1,9% против 1,7%). Также весьма контрастно профильное распределение Ca, R-коэффициент которого в исследованных горизонтах почв составляет от 0,5 до 9,8. Верхняя часть профиля почвы Ch-S-22-1 обеднена Ca, Ti и Fe ($R = 0,5 - 0,9$), а в почве Ch-22-2 верхняя часть профиля, напротив, обогащена этими макроэлементами ($R = 2,0 - 9,8$).

Микроэлементы, за исключением Rb, Sr и Zr, отличаются сходными тенденциями профильных распределений в обоих профилях почв. Верхние части профилей почв Ch-22-1 и Ch-22-2 обеднены Zn, Y, Nb и Pb, причем недавно выгоревший горизонт O обеднен ими сильнее, чем пройденный пожаром 28 лет назад O_{pir}. Если Rb распределен в профиле почвы Ch-22-1 относительно слабоконтрастно ($R = 0,8$), то Sr и Zr, напротив, очень слабо закрепляются в верхней части профиля этой почвы, особенно в поверхностном органогенном горизонте O ($R = 0,2$). Во втором профиле, напротив, значения коэффициента R показывают сильное накопление Rb, Sr и Zr в верхней его части. Здесь они имеют значения 3,1 (Rb), 3,6–4,0 (Sr) и 6,1–7,7 (Zr). С.Б. Сосоровой с соавторами^[18] было установлено, что под воздействием низовых лесных пожаров незначительно увеличиваются валовые содержания и концентрации подвижных форм Zn,

Cu, Pb в слое почв глубиной от 0 до 40 см, а также содержания Zn и Pb в организмах растений на горях. Среди изученных элементов степень интенсивности захвата и накопления распределяется таким образом: Pb, Cr – средний захват, Cd, Co, Ni – среднее накопление, Zn, Cu – среднее и интенсивное накопление. Здесь полученные нами результаты вступают в противоречие с данными работы Сосоровой и др. [18], поскольку в ней продемонстрирован вынос Zn и Pb из пирогенных горизонтов с разной степенью активности ($R_{Zn} = 0,4-0,8$ и $R_{Pb} = 0,5-0,4$). Ю.Н. Краснощеквым [10] также было отмечено, что постпирогенные прослои и горизонты таких профилей значительно отличаются от природных негоревших аналогов по элементному составу, зольности органического вещества. Подстилочные горизонты песчаных почв в сосновых лесах этого региона в целом характеризуются высокими концентрациями микроэлементов и слабым их выносом. Наиболее интенсивно в подстилке концентрируются Zn и Cd, а Pb, Cu, Co и Ni накапливаются слабее. Среди изученных элементов повышение концентраций Zn, Co, Cd и Pb отмечается в постпирогенных горизонтах почв, а для Cu и Ni характерно снижение концентраций после прохода пожара. Тем не менее, автор отмечает, что помимо пожаров на элементный состав может влиять не только пожар, но и, в не меньшей степени, геохимическая обстановка территории – в частности, скорость водной миграции и биологического поглощения.

Относительно низкие содержания несиликатного железа в профилях изученных почв свидетельствуют, во-первых, о преимущественно лёгком (песчаном и супесчаном) гранулометрическом составе почвенных горизонтов, в основном сложенных аллювиальным материалом с преобладанием алюмосиликатов железа, во-вторых, о том, что характерное время почвообразования для данного признака было многократно превышено. Относительно высокие (до 0,32%) концентрации Fe_{окс} свидетельствуют о том, что в горизонтах ММП почв замедлены процессы преобразования форм железа. Близкие результаты были получены в некоторых более ранних исследованиях авторов в различных районах криолитозоны Якутии [2] и Большеземельской тундры [3]. К тому же, гидроморфизм почв, возникающий в результате близкого к поверхности залегания ММП, определяет относительно высокие (до 0,08%) содержания Fe_{окс} в горизонтах почв на заболоченном участке террасы Чары. К похожим выводам о влиянии гидроморфизма почв на групповой состав железа пришли Ю.Н. Водяницкий с соавторами. [5]

4. Заключение

Коэффициенты радиальной дифференциации (R), предназначенные для оценки неоднородности профильных распределений содержаний химических элементов в почвах, редко применяются в исследовании криогенных почв в мерзлотных ландшафтах криолитозоны. Авторами изучены содержания и профильные распределения макро- и микроэлементов в глеезёмах постпирогенных мерзлотных в долине р. Чары в днище Чарской котловины. С помощью стандартных лабораторных методик были исследованы pH, ЕС, содержание C_{орг} и гранулометрический состав изученных почв. Валовые содержания химических элементов измерены методом РФА.

Установлены следующие интервалы содержаний элементов в изученных почвах: Mg (1,6–4,8%), Al (0,9–2,6%), Si (5,8–24,3%), Ca (0,2–1,5%), Ti (0,2–0,4%), Mn (0,03–0,1%), Fe (0,6–4,1%) Zn (8,5–2,0 мг/кг), Sr (5,0–29,7 мг/кг), Zr (5,6–47,1 мг/кг) и Pb (1,0–4,5 мг/кг). Профильные распределения Si характеризуются увеличением его концентраций с глубиной почвы. Fe, Al, Ca и другие элементы отличаются аккумуляцией в поверхностных органогенных горизонтах почв. Такие элементы, как Ti, Mn и Pb практически не

варьируют в профилях почв. Вынос большей части химических элементов, кроме Mn (R_{Mn} достигает 2,1), предположительно, связан с тем, что около 3 лет назад поверхность почвы была пройдена природным пожаром, из-за чего произошла мобилизация большей части содержащихся в подстилках элементов, а процесс самовосстановления почв ещё не достиг той стадии, после которой характерные концентрации возвращаются в исходное состояние. Напротив, в верхней части профиля глеезёма окисленно-глеевого постпирогенного мерзлотного как раз наблюдаются максимумы концентраций некоторых элементов, значения R которых превышают 2,0 и более, что свидетельствует об активной стадии постпирогенного восстановления свойств почвы, пройденной пожаром около 30 лет назад.

По групповому составу соединений железа изученные почвы близки к многим тундровым и таёжным, в том числе, в пределах сплошной и островной криолитозоны. Отмечается более монотонное профильное распределение оксалаторастворимых и экстрагируемых соединений железа в почве с повышенной влажностью и преобладанием восстановительных условий среды.

Благодарности: Авторы выражают благодарность к.г.-м.н., зав. лаб. геокриологии Института геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН Д.О. Сергееву и м.н.с. ГАУ ЯНАО «Научный центр изучения Арктики» В.А. Паламарчук за помощь в проведении полевых работ, а также д.б.н., профессору географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова М.И. Герасимовой за помощь и консультации по правилам классификации и диагностике почв, с.н.с., к.г.н. Н.А. Буданцевой и м.н.с. Дж.Ю. Васильчук за обсуждение результатов.

Библиография

1. Алексеев А.И., Абакумов Е.В. Тяжёлые металлы в почвах природных и урбанизированных ландшафтов Ямало-Ненецкого автономного округа // Научный вестник Ямало-Ненецкого автономного округа, 2019. С. 89–92. DOI 10.26110/ARCTIC.2019.102.1.012
2. Васильчук Ю.К., Гинзбург А.П. Латеральная и радиальная дифференциация химического состава криогенных почв долины реки Вилюй, Центральная Якутия // Арктика и Антарктика, 2023а. №1. С. 65–84. DOI: 10.7256/2453-8922.2023.1.40034
3. Васильчук Ю.К., Гинзбург А.П. Латеральная и радиальная дифференциация геохимического состава криогенных почв учебно-научного полигона Хановой, Большеземельская тундра // Арктика и Антарктика, 2023б. №1. С. 88–114. DOI: 10.7256/2453-8922.2023.1.40136
4. Васильчук Ю.К., Гинзбург А.П., Буданцева Н.А., Васильчук Дж.Ю. Криогенные почвы в долине р. Чары, Забайкалье // Арктика и Антарктика, 2022. №3. С. 54–91. <https://doi.org/10.7256/2453-8922.2022.3.38689>
5. Водяницкий Ю.Н. Соединения железа и их роль в охране почв. – М.: ГНУ Почвенный институт им. В.В. Докучаева Россельхозакадемии, 2010. 156 с.
6. Водяницкий Ю.Н., Кириллова Н.П. Использование системы CIE-L*a*b* для характеристики цвета почв // Почвоведение, 2016. №11. С. 1337–1346. DOI: 10.7868/S0032180X16110101
7. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Бодайбинская. Лист О-50-XXIX / Автор В.С. Шульгина. Ред. А.М. Лейтес / Всесоюзное аэрогеологическое научно-производственное объединение "Аэрогеология" Министерства геологии СССР, 1975.
8. Заболотник С.И., Климовский И.В. Сезонное протаивание и промерзание грунтов в

- Чарской котловине // Геокриологические условия Забайкальского севера. М.: Наука, 1966. С. 162–171.
9. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
10. Краснощеков Ю.Н. Постпирогенная трансформация почв сосновых лесов в юго-западном Прибайкалье // Вестник КрасГАУ, 2009. №9. С. 60–65.
11. Криология почв. – М.: РАН, 2019. – 464 с.: ил.
12. Методы изучения последствий изменения климата для природных систем: Глава 8. Континентальная многолетняя мерзлота / Анисимов О.А., Анохин Ю.А., Лавров С.А., Малкова Г.В., Павлов А.В., Романовский В.Е., Стрелецкий Д.А., Холодов А.Л., Шикломанов Н.И. // Изд-во ВНИИГМИ, 2012. С. 301–359.
13. Ногина Н.А. Почвы Забайкалья. М: Наука, 1964. 288 с.
14. Основы биогеохимии: Учеб. пособие для геогр., биол., геолог., с.-х. спец вузов. – М.: Высш. шк., 1998. – 413 с.: ил.
15. Перельман А.И., Касимов Н.С. Геохимия ландшафта: Учебник. М.: Астрейя, 1999. 764 с.
16. Природные условия освоения севера Читинской области. М.: Издательство АН СССР, 1962. №М-117В. 124 с.
17. Сергеев Д.О., Станиловская Ю.В., Перельштейн Г.З., Романовский В.Е., Безделова А.П., Алексютина Д.М., Болотюк М.М., Хименков А.Н., Карпалова В.Н., Мотенко Р.Г., Малеева А.Н. Фоновый геокриологический мониторинг в северном Забайкалье // Криосфера Земли, 2016. Т. XX. №3. С. 24–32.
18. Сосорова С.Б., Меркушева М.Г., Убугунов Л.Л. Пирогенное изменение содержания микроэлементов в почвах и растениях сосновых лесов Западного Забайкалья // Сибирский экологический журнал, 2013. №5. С. 661–674.
19. Теория и практика химического анализа почв / ред. Л.А. Воробьева. – М.: ГЕОС, 2006. 400 с.
20. Чевычелов А.П. Пирогенез и постпирогенные трансформации свойств и состава мерзлотных почв // Сибирский экологический журнал, 2002. №3. С. 273–278.

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, закономерности радиальной дифференциации химического состава криогенных почв на примере долины реки Чары, Северное Забайкалье.

Методология исследования, в статье указаны о использовании полевых методов, определение кислотной вытяжки РН, химический анализ легкорастворимых солей, содержание органического углерода, групповой состав железа и другие полученные в результате применения лабораторных работ химического анализа макроэлементного состав в мерзлых породах, а также анализ литературных данных. Судя по иллюстративным материалу автором предпринятой экспедиционные полевые методы исследования, с последующих камеральной обработкой.

Актуальность затронутой темы безусловна и состоит в получении информации о профильных распределениях химических элементов в почвах криолитозоны – весьма перспективное направление современной геохимии ландшафтов так как изучение радиальной водной миграции элементов и соединений в мерзлотных почвах может быть

полезным с точки зрения их участия в биогеохимических циклах, которые не до конца исследованы в северных экосистемах, во-вторых, исследование загрязнённых почв актуально в связи с хозяйственным освоением Арктической зоны России, где сосредоточены многочисленные промышленные производства, в-третьих, всестороннее изучение процессов почвенного криогенеза, в том числе его роли в формировании профильных распределений отдельных элементов (например, железа), на данном этапе развития криопедологии входит в число важнейших её задач для теории криолитогенеза.

Научная новизна заключается в попытке автора статьи на основе проведенных исследований сделать вывод об содержании и профильном распределении макро- и микроэлементов в глеезёмах постпирогенных мерзлотных в долине р. Чары в днище Чарской котловины, исследованы pH, ЕС, содержание Сорг и гранулометрический состав изученных почв, валовые содержания химических элементов. Это является важным дополнением в развитии геокриологии.

Стиль, структура, содержание стиль изложения результатов достаточно научный. Статья снабжена богатым иллюстративным материалом, отражающим процесс образования льда в почве.

Из приведённых автором направлений следует отметить особенно интересный момент по групповому составу соединений железа изученные почвы близки к многим тундровым и таёжным, в том числе, в пределах сплошной и островной криолитозоны.

Статья содержит разнообразный интересный иллюстративный материал в форме таблиц рисунков диаграмм.

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.

Англоязычные метаданные

Anomalous light geological complex on the watershed plain of the Yano-Indigir lowland

Petrov Aleksandr Nikolaevich

geophysicist

194355, Russia, St. Petersburg region, St. Petersburg, ul. Zhenya Egorova, 5

an-petroff@yandex.ru



Abstract. The research method is a purposeful petrophysical interpretation of the gravitational field. The object under study appeared during prospecting geological and geophysical work as a hindrance to the solution of the main geological problem. Its density is 1 g/cm³, the height of the sole is 35 m, the area is 1420 km², the volume is 20 km³. The object is defined as an abnormally light Ice Complex (ALIC). The revealed density is explained by peat-ice performance. In ALIC, a near-surface lenticular-layered formation ice has been uncovered, the structure of which indicates the generation of the mass of the complex ahead of sedimentation. The gravimetric data, the landscape and the details of the ALIC structure are interconnected and make up the first — the most complete view of the complex at the moment. The main elements of the presentation are the three phases of the development of the complex. The first is classical, generally accepted for polygonal—vein structures, the second differs from the classical one by the absence of frost-breaking cracking, the third is the growth of formation ice. The qualitative difference of the thermophysical components of the cryolithozone of the territory is given, which made it possible to introduce several concepts concerning the generation of peat-ice mass ALIC. Such as: heat dissipation capacity of the middle layer, stabilization of the zero isotherm at the petrophysical boundary; conditions for the beginning of the growth of lenticular-layered ice; accelerated lateral segregation growth of powerful ice veins; constancy of the thermal resistance of the cryolithozone. On the basis of these concepts, models of the development of the second and third phases of ALIC are compiled, and a view on the theory of the formation of cover glaciers is formed, which follows from the model of the third phase. The novelty of the research consists: in identifying a unique petrophysical object, in defining this object as ALIC, in identifying an ice massif on the territory of ALIC, in presenting the development of the complex as a sequence of three phases, in compiling models of the second and third phases of ALIC and in an original approach to the formation of cover glaciers.

Keywords: freezing, formation ice, ice complex, geocryology, cryolithozone, climate, thermophysics, Nettleton's method, gravimetry, segregation ice formation

References (transliterated)

1. Petrov A. N., Solov'ev N. M., Timoshenko N. I. Otchet o rezul'tatakh operezhayushchikh geofizicheskikh rabot v predelakh Churpun'a-Maksunuokhskogo ryada magnitnykh anomalii v 1982-85 gg. Yakutskgeologiya. Yakutskaya ASSR, pos. Ust'-Kuiga, 1986. 438 s. FGBU «Rosgeolfond», TsKh, № 429931.
2. Publichnaya kadaстровaya karta / Federal'naya sluzhba gosudarstvennoi registratsii, kadastra i kartografii (Rosreestr). Izobrazhenie (kartograficheskoe ; nepodvizhnoe ; dvukhmernoe) : elektronnoe // rosreestr.gov.ru : [ofitsial'nyi sait]. URL:

- <https://pkk.rosreestr.ru> (data obrashcheniya: 25.12.2021).
3. Badu Yu. B. Kriolitologiya. Moskva : KDU, 2010. 528 s. ISBN: 978-5-98227-732-9
 4. Solomatin V. I. Fizika i geografiya podzemnogo oledeneniya. Novosibirsk : Geo, 2013. 346 s. ISBN: 978-5-9062284-35-8
 5. Vasil'chuk Yu. K. Povtorno-zhil'nye l'dy: geterotsiklichnost', geterokhronnost', geterogennost'. Moskva : Izd-vo Moskovskogo un-ta, 2006. 392 s. ISBN: 5-211-05212-9
 6. Shmelev D. G. Rol' kriogeneza v formirovanii sostava pozdnechetvertichnykh merzlykh otlozhenii oaziso Antarktidy i Severo-Vostoka Yakutii // Kriosfera Zemli, 2015. T. 19, №1. S. 41–57. ISSN: 1560-7496
 7. Anisimov O. A., Borshch S. V., Georgievskii V. Yu. [i dr.]. Metody otsenki posledstviy izmeneniya klimata dlya fizicheskikh i biologicheskikh sistem / pod red. S. M. Semenova. Moskva : Planeta, 2012. 511 s. ISBN: 978-5-904206-10-9
 8. Ershov E. D., Zhestkova T. N., Kuchukov E. Z. [i dr.]. Osnovy geokriologii. Ch.2. Litogeneticheskaya geokriologiya / pod red. E. D. Ershova. Moskva : Izd-vo Moskovskogo un-ta, 1996. 399 s. ISBN: 5-211-03533-X.
 9. Boitsov A. V. Geokriologiya i podzemnye vody kriolitozony. Tyumen' : TyumGNGU, 2011. 177 s. ISBN: 978-5-9961-0400-0
 10. Davydov S. P., Davydova A. I., Fedorov-Davydov D. G. [i dr.]. Temperaturnyi rezhim merzlotnykh pochv Severnoi Yakutii // Trudy Desyatoy Mezhdunarodnoy konferentsii po merzlotovedeniyu «Resursy i riski regionov s vечноy merzlotoy v menyayushchemsya mire». T. 5. S. 89–90. Tyumen' : Pechatnik, 2012. ISBN: 978-5-9961-0510-6
 11. Arkhipov S. A., Ivanovskii L. N., Isaeva L. L. [i dr.]. Problemy ekzogennogo rel'efoobrazovaniya : Rel'ef lednikovyi, kriogennyi, eolovyi, karstovyi i morskikh poberezhii. Kn. 1. Moskva : Nauka, 1976. 428 s.
 12. P'yavchenko N. I. Torfyanye bolota, ikh prirodnoe i khozyaistvennoe znachenie. Moskva : Nauka, 1985. 152 s.
 13. Tyuremnov S. N. Nakoplenie i prevrashchenie iskhodnoi rastitel'noi biomassy v torf : Torfyanye mestorozhdeniya. Moskva : Nedra, 1976. 488 s.
 14. Katasonov E. M. Litologiya merzlykh chetvertichnykh otlozhenii (kriolitologiya) Yanskoi primorskoj nizmennosti / nauch. red. T. N. Kaplina. Moskva : PNIIS, 2009. 176 s.
 15. Popov A. I. Podzemnyi led. // Podzemnyi led. Vyp. I. Moskva : Izd-vo MGU, 1965. S. 7–39.
 16. Maslov A. D., Osadchaya G. G., Tumel' N. V., Shpolyanskaya N. A. Osnovy geokriologii. Ukhta : Izd-vo Instituta upravleniya, informatsii i biznesa, 2005. 176 s. ISBN 5-9641-0011-2.
 17. Romanovskii N. N. Formirovanie poligonal'no-zhil'nykh struktur. Novosibirsk : Nauka, 1977. 212 s.
 18. Zotikov I. A. Teplovoi rezhim lednika Tsentral'noi Antarktidy // Antarktika. Doklady Komissii 1961 g. Moskva : 1962. 23, S. 27–40.

Yedoma. Part 2. Annals of geocryological research, especially radiocarbon dating and the stable-isotopes studies in the first decade of the XXI century

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, of. 2009

✉ vasilch_geo@mail.ru



Abstract. The first decade of the 21st century in the study of yedoma marked by the widespread use of AMS radiocarbon dating on microinclusions extracted directly from the ice wedge. These studies, together with a detailed study of stable isotope composition, were carried out at Lomonosov Moscow State University (Yu. Vasil'chuk and A. Vasil'chuk) on yedoma sections of Western Siberia, the lower Kolyma, Central Yakutia, together with specialists in the radiocarbon dating: J. van der Plicht, J.-Ch. Kim, H. Jungner, L. Sulerzhitsky. Isotope study of Yedoma sections on the right bank of the Yenisei Bay was begun (A. Vasiliev, E. Gusev, I. Streletskaya and others). During this period, active isotope and radiocarbon studies of yedoma began by the participants of the Russian-German expedition (A. Andreev, A. Chizhov, A. Derevyagin, G. Grosse, H.-W. Hubberten, L. Schirrmeister, S. Wetterich etc.) in the Anzhu Islands, the Lena Delta, and Arctic coast of Western Yakutia. In Chukotka, yedoma was studied by researches of the Anadyr station (A. Kotov). Researchers from the University of Fairbanks (M. Kanevsky, Yu. Shur, H. French, M. Bray and others) continued to study the Fox Tunnel as well as northern Alaska yedoma. Radiocarbon dating, the study of mammoth fauna, and stable isotopes were started by Canadian scientists (C. Burn, D. Froese, G. Zazula and others) on the Yukon yedoma. The study of Paleolithic sites in the yedoma sections were started of the Yana River and the New Siberian Islands (V. Pitulko, E. Pavlova etc.)

Keywords: Alaska and Yukon, Siberia, deuterium, oxygen isotopes, radiocarbon age, AMS dating, yedoma, Late Pleistocene, ice wedge, permafrost

References (transliterated)

1. Vasil'chuk Yu.K. Edoma. Chast' 1. Istoriya geokriologicheskogo izucheniya v XIX i XX vekakh // *Arktika i Antarktika*. 2022. № 4. S. 54–114. doi:10.7256/2453-8922.2022.4.39339.
2. Vasil'chuk Yu.K., van der Plicht J., Jungner H., Sonninen E., Vasil'chuk A.C. First direct dating of Late Pleistocene ice-wedges by AMS // *Earth and Planetary Science Letters*. 2000. Vol. 179. N2. Pp. 237–242. doi:10.1016/S0012-821X(00)00122-9.
3. Vasil'chuk Yu.K., van der Plicht J., Jungner H., Vasil'chuk A.C. AMS-dating of Late Pleistocene and Holocene syngenetic ice-wedges // *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*. 2000. Vol. 172. Pp. 637–641.
4. Vasil'chuk Yu.K., van der Plicht J., Vasil'chuk A.C., Jungner H., Sonninen E. (2000). First radiocarbon dating of syngenetic Late Pleistocene ice wedges // *Transactions (Doklady) of the Russian Academy of Sciences. Earth Science Section*. 2000. Vol. 371. N2. Pp. 381–384.
5. Vasil'chuk Yu.K., Trofimov V.T. Izotopno-kislородnaya diagramma povtorno-zhil'nykh l'dov Zapadnoi Sibiri, ee radiologicheskii vozrast i paleogeokriologicheskaya interpretatsiya // *Doklady AN SSSR*. 1984. Tom 275. N 2. S. 425–428.
6. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.K., Yungner Kh., Korneeva G.A., Budantseva N.A. Gidrobiokhimicheskii sostav singeneticheskikh l'dov Seyakhinskoi tolshchi kak indikator urovnya Obskoi guby v pleistotsene // *Kriosfera Zemli*. 1998. Tom 2. №1. S.

- 48–54.
7. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C. Radiocarbon dating and oxygen isotope variations in Late Pleistocene syngenetic ice-wedges, northern Siberia // *Permafrost and Periglacial Processes*. 1997. Vol. 8. N3. Pp. 335–345. doi: 10.1002/(SICI)1099-1530(199709)8:33.0.CO;2-V.
 8. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C. ^{14}C and ^{18}O in Siberian Syngenetic Ice Wedge Complexes // *Radiocarbon*. 1998. Vol. 40. N2. Pp. 883–893. doi:10.1017/S0033822200018853.
 9. Vasil'chuk Yu.K. *Izotopno-kislородnyi sostav podzemnykh l'dov (opyt paleogeokriologicheskikh rekonstruktsii)*. Izd. Otdel Teoreticheskikh problem RAN. Geol. f-t. MGU, PNIIS. 1992. V 2-kh tomakh. T. 1.- 420 s. T. 2. 264 s.
 10. Vasil'chuk Y.K. Reconstruction of the palaeoclimate of the Late Pleistocene and Holocene of the basis of isotope studies of subsurface ice and waters of the permafrost zone // *Water Resources*. 1991. Vol. 17(6). Pp. 640–647.
 11. Vasil'chuk Yu.K. Povtorno-zhil'nye l'dy // *Kriosfera neftegazokodensatnykh mestorozhdenii poluostrova Yamal. Tom 1. Kriosfera Kharasaveiskogo gazokondensatnogo mestorozhdeniya* / pod red. Yu.K. Vasil'chuka, G.V. Krylova, E.E. Podbornogo) Tyumen'-SPb.: Nedra, 2006. S. 193–204.
 12. Grigor'ev N.F. *Kriolitozona pribrezhnoi chasti Zapadnogo Yamala*. Yakutsk. 1987. 112 s.
 13. 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.
 14. Forman S.L., Ingólfsson Ó., Gataullin V., Manley W., Lokrantz H. Late Quaternary stratigraphy, glacial limits, and paleoenvironments of the Marresale Area, western Yamal Peninsula, Russia // *Quaternary Research*. 2002. Vol. 57. № 3. R. 355–370.
 15. Streletskaya I.D., Vasil'ev A.A. Izotopnyi sostav poligonal'no-zhil'nykh l'dov Zapadnogo Taimyra // *Kriosfera Zemli*. 2009. T. 13, № 3. S. 59–69.
 16. Chizhov A.B., Derevyagin A.Yu., Simonov E.F., Khubbarten G.-V., Zigert K. Izotopnyi sostav podzemnykh l'dov raiona oz.Labaz (Taimyr) // *Kriosfera Zemli*. 1997. Tom 1. № 3. S. 79–84.
 17. Derevyagin A.Yu., Chizhov A.B., Brezgunov V.S., Khubbarten G.-V., Zigert K. Izotopnyi sostav povtorno-zhil'nykh l'dov mysa Sablera (oz. Taimyr) // *Kriosfera Zemli*. 1999. Tom 3. № 3. S. 41–49.
 18. Bol'shiyanov D.Yu. *Passivnoe oledenenie Arktiki i Antarktidy*. SPb.: AANII, 2006. 296 s.
 19. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.K., Sulerzhitskii L.D., Budantseva N.A., Kuchera V., Rank D., Chizhova Yu.N. Vozrast, izotopnyi sostav i osobennosti formirovaniya pozднеpleistotsenovykh sinkriogennykh povtorno-zhil'nykh l'dov Duvannogo Yara // *Kriosfera Zemli*. 2001. Tom 5. № 1. S. 24–36.
 20. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Rank D., Kutschera W., Kim J.-C. Radiocarbon dating of $\delta^{18}\text{O}$ – δD plots in Late Pleistocene ice-wedges of the Duvanny Yar (Lower Kolyma River, northern Yakutia) // *Radiocarbon*. 2001. Vol. 43. N2B. Pp. 541–553. doi:10.1017/S0033822200041199.
 21. Vasil'chuk Yu. Palaeopermafrost study in Siberia and Southern Korea // *Proceedings of International Conference Celebrating of 55th Anniversary of the Geological Society of Korea held in Kongju, Korea on 25-26 October 2002*. Pp. 73–85.
 22. Vasil'chuk Yu.K., Kim J.-C., Vasil'chuk A.C. Radiocarbon AMS dating of isotopic

- diagrams of Late Pleistocene ice wedges // *Doklady Earth Sciences*. 2002. Vol. 383A. N3. Pp. 282–287.
23. Vasil'chuk Yu.K., Kim J.-C., Vasil'chuk A.C. AMS 14C dating and stable isotope plots of Late Pleistocene ice-wedge ice // *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*. 2004. Vols. 223–224. Pp. 650–654. doi:10.1016/j.nimb.2004.04.120.
 24. Vasil'chuk Yu.K. Heterochroneity and Heterogeneity of the Duvanny Yar yedoma // *Transactions (Doklady) of the Russian Academy of Sciences. Earth Science Section*. 2005. Vol. 402, No. 4. Pp. 568–573.
 25. Kaplina T.N., Giterman P.E., Lakhtina O.V., Abrashov B.A., Kiselev C.B., Sher A.B. Duvannyi yar - opornyi razrez verkhnepleistotsenovykh otlozhenii Kolymskoi nizmennosti // *Byull. komiss. po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. № 46. 1978. S. 49–65.
 26. Gubin S.V. Pozdnepleistotsenovoe pochvoobrazovanie na lessovo-ledovykh otlozheniyakh Severo-Vostoka Evrazii / *Avtoref. diss... d-ra biol. nauk*. Pushchino, 1999. 36 s.
 27. Vasil'chuk Yu.K., Kotlyakov V.M. Osnovy izotopnoi geokriologii i glyatsiologii. Uchebnik. M.: Izd-vo Mosk. un-ta. 2000. – 616 s.
 28. Fukuda M., Nagaoka D., Saijyo K. et al. Radiocarbon dating results of organic materials obtained from Siberian permafrost areas // *Reports of Institute of Low Temperature Science, Sapporo: Hokkaido University*. 1997. Pp. 17–28.
 29. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., van der Plicht J., Kutschera W., Rank D. Radiocarbon dating of the Late Pleistocene ice wedges in the Bison section in the lower reaches of the Kolyma River // *Doklady Earth Sciences*. 2001. Vol. 379. N5. Pp. 589–593.
 30. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Kim J.-C., The AMS radiocarbon dating of pollen concentrate from the Late Pleistocene ice wedges of the Bison section, Kolyma Region // *Doklady Earth Sciences*. 2003. Vol. 393. N8. Pp. 1141–1145.
 31. Vasil'chuk A.C., Kim J.-C., Vasil'chuk Yu.K. The AMS dating of pollen from syngenetic ice-wedge ice // *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*. 2004. Vols. 223–224. Pp. 645–649.
 32. Vasil'chuk A., Kim J.-Ch., Vasil'chuk Yu. AMS 14C Dating of Pollen Concentrate from Late Pleistocene Ice Wedges from the Bison and Seyaha Sites in Siberia // *Radiocarbon*. 2005. Vol. 47. N 2. Pp. 243–256. doi:10.1017/S0033822200019755.
 33. Schirrmeister L., Grosse G., Kunitsky V., Magens D., Meyer H., Dereviagin A., Kuznetsova T., Andreev A., Babi O., Kienast F., Grigoriev M., Overduin P. P., Preussner F. Periglacial land scape evolution and environmental changes of Arctic lowland areas for the last 60 000 years (Western Laptev Sea coast, Cape Mamontov Klyk) // *Polar Research*. 2008. Vol. 27. Pp. 249–272. doi:10.1111/j.1751-8369.2008.00067.x.
 34. Boereboom T., Samyn D., Meyer H., Tison J.-L. Stable isotope and gas properties of two climatically contrasting (Pleistocene and Holocene) ice wedges from Cape Mamontov Klyk, Laptev Sea, northern Siberia // *The Cryosphere*. 2013. Vol. 7. Pp. 31–46.
 35. Bol'shiyanov D.Yu., Grigor'ev M.N., Shnaider V., Makarov A.S., Gusev E.A. Kolebaniya urovnya morya i formirovanie ledovogo kompleksa porod na poberezh'e morya Laptevykh v pozdnem pleistotsene // «Sistema morya Laptevykh i prilegayushchikh morei Arktiki: sovremennoe sostoyanie i istoriya razvitiya». M.: Izd-vo Mosk. un-ta, 2009. S. 349–356.
 36. Bobrov A. A., Myuller Sh., Chizhikova N. A., Shirmaister L., Andreev A. A. Rakovinnye

- ameby v pozdnechetvertichnykh otlozheniyakh mysa Mamontov Klyk (Yakutiya) // *Izvestiya RAN. Seriya biologicheskaya*. 2009. №4. S. 433-444.
37. Bobrov A.A. *Rakovinnye ameby i zakonomernosti ikh raspredeleniya v pochvakh* // *Pochvovedenie*. 2005. № 9. S. 1130-1137.
 38. Schirrmeister L., Siegert C., Kuznetsova T., Kuzmina S., Andreev A., Kienast F., Meyer H., Bobrov A. Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of Northern Siberia // *Quaternary International*. 2002. Vol. 89. Iss. 1. Pp. 97-118.
 39. Schirrmeister L., Grosse G., Schwamborn G., Andreev A. A., Meyer H. et al. Late Quaternary history of the accumulation plain north of the Chekanovsky Ridge (Lena Delta, Russia): a multidisciplinary approach // *Polar Geography*. 2003. Vol. 27. N4. Pp. 277-319.
 40. Vasil'chuk Yu.K. *Povtorno-zhil'nye l'dy; geterotsiklichnost', geterokhronnost', geterogennost'*. – M.: Izd-vo Mosk. un-ta. 2006. – 404 c.
 41. Schirrmeister L., Siegert C., Kunitzky V. V., Grootes P. M., Erlenkeuser H. Late quaternary ice-rich permafrost sequences as a paleoenvironmental archive for the Laptev Sea region in northern Siberia // *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)*. 2002. Vol. 91. Pp. 154-167. doi:10.1007/s005310100205.
 42. Fartyshev A.I. *Osobennosti pribrezhno shel'fovoi kriolitozony morya Laptevykh*. – Novosibirsk: Nauka, 1993. 136 s.
 43. Tomirdiaro S.V., Chernen'kii B.I. *Kriogenno-eolovye otlozheniya Vostochnoi Sibiri i Subarktiki*. M.: Nauka, 1987. 198 s.
 44. Slagoda E.A. *Kriolitologicheskie otlozheniya Primorskoi ravniny morya Laptevykh: litologiya i mikromorfologiya*. Tyumen': Izd. Tsentr "Ekspress". 2004. 120 s.
 45. Schirrmeister L., Siegert C., Kuznetsova T., Kuzmina S., Andreev A., Kienast F., Meyer H., Bobrov A. Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of Northern Siberia // *Quaternary International*. 2002. Vol. 89. Iss. 1. Pp. 97-118.
 46. Meyer H., Dereviagin A., Siegert C., Hubberten H.-W. Palaeoclimate studies on Bykovsky Peninsula, North Siberia – hydrogen and oxygen isotopes in ground ice // *Polarforschung*. 2002. B.70. Pp. 37-51.
 47. Bobrov A. A., Zigert K., Shirrmaister L., Andreev A. A. *Rakovinnye ameby (Protozoa: Testacea) v chetvertichnykh mnogoletnemerzlykh otlozheniyakh poluostrova Bykovskii, Arkticheskaya Yakutiya* // *Izvestiya RAN. Seriya biologicheskaya*. 2003. №2. S. 236-253.
 48. Bobrov A.A., Andreev A.A., Schirrmeister L., Siegert C. Testate amoebae (Protozoa: Testacealobosea and Testaceafilosea) as bioindicators in the Late Quaternary deposits of the Bykovsky Peninsula, Laptev Sea, Russia // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2004. Vol. 209. Pp. 165-181. doi:10.1016/j.palaeo.2004.02.012
 49. Makarov A.S., Bol'shiyanov V.Yu., Pavlov M.V. *Geomorfologicheskie i paleogeograficheskie issledovaniya mezhdurech'ya Olen'ka i Anabara na yuzhnom poberezh'e morya Laptevykh* // *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta. Nauki o Zemle*. 2008. Vyp. 1. S. 79-86.
 50. Bol'shiyanov D.Yu., Makarov A.S., Gusev E.A., Shnaider V. *Problemy proiskhozhdeniya ledovogo kompleksa porod i sushchestvovaniya v proshlom «Zemel' Sannikova» v more Laptevykh* // *Problemy Arktiki i Antarktiki*, 2008, № 1(78). S. 151-160.
 51. Pitulko V.V., Nikolsky P.A., Giryа E.Y., Basilyan A.E. et al. The Yana RHS Site: Humans in the Arctic before the Last Glaciation // *Science*. 2004. Vol. 303. Pp. 52-56.

52. Basilyan A. E., Anisimov M. A., Pavlova E. Yu. i dr. Opornyiy razrez kvartera Yano-Indigirskoi nizmennosti v nizhnem techenii reki Yana // Fundamental'nye problemy kvartera: itogi izucheniya i osnovnye napravleniya dal'neishikh issledovaniy : materialy VI Vseros. soveshch. po izucheniyu chetvertichnogo perioda, 19–23 okt. 2009 g. – Novosibirsk: SO RAN, 2009. S. 63–65.
53. Pavlova E. Yu., Anisimov M. A., Pitul'ko V. V. Prirodno-klimaticheskie obstanovki vtoroi poloviny pozdnego neopleistotsena na Yano-Indigirskoi nizmennosti i Novosibirskikh ostrovakh (opyt korrelyatsii paleobotanicheskikh dannykh) // Fundamental'nye problemy kvartera: itogi izucheniya i osnovnye napravleniya dal'neishikh issledovaniy: materialy VI Vseros. soveshch. po izucheniyu chetvertichnogo perioda, 19–23 okt. 2009 g. – Novosibirsk: SO RAN, 2009. S. 460–464.
54. Pitul'ko V. V., Pavlova E. Yu., Kuz'mina S. A., Nikol'skii P. A., Basilyan A. E. i dr. Prirodno-klimaticheskie izmeneniya na Yano-Indigirskoi nizmennosti v kontse karginskogo vremeni i usloviya obitaniya lyudei verkhnego paleolita na severe Vostochnoi Sibiri // Doklady Akademii Nauk. 2007. Tom 417, № 1. C. 103–108.
55. Schirmermeister L., Oezen D., Geyh M.A. 230Th/U Dating of Frozen Peat, Bol'shoy Lyakhovsky Island (Northern Siberia) // *Quaternary Research*. 2002. Vol. 57. Pp. 253–258.
56. Meyer H., Dereviagin A., Siegert C., Schirmermeister L., Hubberten H.-W. Palaeoclimate reconstruction on Big Lyakhovsky Island, North Siberia – hydrogen and oxygen isotopes in ice wedges // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2002. Vol. 13. Pp. 91–105.
57. Andreev A.A., Grosse G., Schirmermeister L., Kuzmina S.A., Novenko E.Y., Bobrov A.A., Tarasov P.E., Ilyashuk B.P. et al. Late Saalian and Eemian palaeoenvironmental history of the Bol'shoy Lyakhovsky Island (Laptev Sea region, Arctic Siberia) // *Boreas*. 2004. Vol. 33. N4. Pp. 319–348. doi:10.1080/03009480410001974.
58. Andreev A. A., Peteet D. M., Tarasov P. E., Romanenko F. A., Filimonova L. V., Sulerzhitsky L. D. Late Pleistocene Interstadial Environment on Faddeyevskiy Island, East-Siberian Sea, Russia // *Arctic, Antarctic and Alpine Research*. 2001. Vol. 30. Pp. 28–35.
59. Derevyagin A.Yu., Kunitskii V.V., Meier Kh. Peschano-ledyanye zhily na krainem severe Yakutii // *Kriosfera Zemli*. 2007. Tom XI. № 1. S. 62–71.
60. Konishchev V.N., Rogov V.V. Vliyanie kriogeneza na glinistye mineraly // *Kriosfera Zemli*, 2008, t. XII, № 1. C. 51–58.
61. Konishchev V.N. Evolyutsiya temperatury porod arkticheskoi zony Rossii v verkhnem kainozoe // *Kriosfera Zemli*, 1999. Tom III, № 4. S. 39–47.
62. Minervin A.V. Rol' kriogennykh protsessov v formirovanii lessovykh porod / *Problemy kriolitologii*. Vyp. 10. M.: Izd-vo Moskovskogo universiteta, 1982. S. 41–60.
63. Kuznetsov Yu.V. Kriolitologicheskoe stroenie i gidrokhimicheskii sostav verkhnepleistotsenovykh i golotsenovykh otlozhenii Mamontovoi Gory // *Geokriologicheskoe usloviya formirovaniya verkhnepleistotsenovykh i golotsenovykh otlozhenii* (Trudy SVKNII AN SSSR, vyp.74). 1976. S. 12–21.
64. *Razrez noveishikh otlozhenii Mamontova Gora*. Pod red. akad. K.K.Markova. Izd-vo Mosk. un-ta. 1973. 198 s.
65. Péwé T.L., Journaux A. Origin and character of loesslike silt in unglaciated south-central Yakutia, Siberia, U.S.S.R. // *Geol. Surv. Pre. Paper*. 1983. N1262. Pp. 1–46.
66. Vasil'chuk, Yu.K. Paleological permafrost interpretation of oxygen isotope composition of Late Pleistocene and Holocene wedge ice of Yakutia // *Transactions (Doklady) of the USSR Academy of Sciences. Earth Science Sections*. Published by Scripta Technica, Inc.

- A Wiley Company. New York. 1988. Vol 298. N1. Pp. 56–59.
67. Vasil'chuk Yu.K., Kim J.-C., Vasil'chuk A.C. Radiocarbon AMS dating of isotopic diagrams of Late Pleistocene ice wedges // *Doklady Earth Sciences*. 2002. Vol. 383A. N3. Pp. 282–287.
 68. Popp S., Diekmann B., Meyer H., Siegert C., Syromyatnikov I., Hubberten H. Palaeoclimate signals as inferred from stable-isotope composition of ground ice in the Verkhoyansk foreland, Central Yakutia // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2006. Vol. 17. Pp. 119–132.
 69. Kotov A.N. Obstanovki kriolitogeneza porod ledovogo kompleksa Chukotki v pozdnem pleistotsene // *Kriosfera Zemli*, 2002. T. VI, № 3, C. 3–14.
 70. Kotov A.N. Kriolitologicheskoe stroenie ledovogo kompleksa v ust'e reki Anadyr' // *Kompleksnye geokriologicheskie issledovaniya Chukotki*. Magadan, Severo-Vostochnyi SVK NII DVO AN SSSR. 1991. S. 5–18.
 71. Kotov A.N. Kriolitogennye gryady v doline r.Tanyurer (Chukotka) // *Kriosfera Zemli*. 1998. T. 2. № 4. S. 62–71.
 72. Kotov A.N. Kriolitogennye otlozheniya o. Vrangelya // *Kompleksnoe issledovanie Chukotki (problemy geologii i biogeografii)*. Magadan: Kn. izd-vo, 1999. S. 129–140.
 73. Vasil'chuk A.K. *Palinologiya i khronologiya poligonal'no-zhil'nykh kompleksov v kriolitozone Rossii* / Pod redaktsiei deistvitel'nogo chlena RAEN, professora Yu.K.Vasil'chuka - M.: Izd-vo Mosk. un-ta, 2007. – 488 s.
 74. Vasil'chuk A.K. *Osobennosti formirovaniya palinospektrov v kriolitozone Rossii*. M.: Izd-vo Mosk un-ta. 2005a. 245 s.
 75. Vasil'chuk A.K. Palinologiya i khronologiya povtorno-zhil'nykh l'dov / *Dissertatsiya na soiskanie uchenoi stepeni doktora geograficheskikh nauk*. M.: MGUim. M.V. Lomonosova. 2009. 362 s.
 76. Vasil'chuk A.C. Regional and extra-local pollen in tundra pollen samples // *Biology Bulletin of the Russian Academy of Sciences*. 2005. Vol. 32. N1. Pp. 75–84.
 77. Vasil'chuk A.C. Taphonomic features of Arctic pollen // *Biology Bulletin of the Russian Academy of Sciences*. 2005. Vol. 32. N2. Pp. 196–206.
 78. Vasil'chuk Yu.K. Yuzhnyi predel areala povtorno-zhil'nykh l'dov v Evrazii // *Kriosfera Zemli*. 2004. Tom 8. № 3. S. 34–51.
 79. Shumskii P.A., Vtyurin B.I. Podzemnye l'dy // *Doklady na mezhdunarodnoi konferentsii po merzlotovedeniyu*. Izd-vo ANSSSR. 1963. S. 41–53.
 80. Hamilton T.D., Craig J.L., Sellmann P.V. The Fox permafrost tunnel: A Late Quaternary geologic record in central Alaska // *Geological Society of America. Bulletin*. 1988. Vol. 100, no. 6. Pp. 948–969.
 81. Shur Y., French H.M., Bray M.T., Anderson D. A. Syngenetic Permafrost Growth: Cryostratigraphic Observations from the CRREL Tunnel near Fairbanks, Alaska // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2004. Vol. 15. Pp. 339–347. doi:10.1002/ppp.486.
 82. Bray M. T., French H. M., Shur Y. Further Cryostratigraphic Observations in the CRREL Permafrost Tunnel, Fox, Alaska // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2006. Vol. 17. Pp. 233–243. doi:10.1002/ppp.558.
 83. Kanevskiy M., French H., Shur Y., Bjella K. L., Bray M. T., Collins C. M. et al. Late-Pleistocene Syngenetic Permafrost in the CRREL Permafrost Tunnel, Fox, Alaska // *A Guidebook Prepared for Ninth International Conference on Permafrost*, Fairbanks, Alaska, June 29–July 3, 2008. 2008. 22 pp.

84. Katayama T., Tanaka M., Moriizumi J., Nakamura T., Brouckov A., Douglas T.A., Fukuda M., Tomita F., Asano K. Phylogenetic analysis of bacteria preserved in a permafrost ice wedge for 25,000 years // *Applied and Environmental Microbiology*. 2007. Vol. 73. Pp. 2360–2363.
85. Kotler E., Burn C.R. Cryostratigraphy of the Klondike “muck” deposits, west-central Yukon Territory // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 2000. Vol. 37. Pp. 849–861. doi:10.1139/e00-013.
86. Fraser T.A., Burn, C.R. On the nature and origin of “muck” deposits in the Klondike area, Yukon Territory // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1997. Vol. 34: 1333–1344.
87. Froese D.G., Barendregt R.W., Enkin R.J., Baker J. Paleomagnetic evidence for multiple late Pliocene-early Pleistocene glaciations in the Klondike area, Yukon Territory // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 2000. Vol. 37. Pp. 863–877. doi:10.1139/cjes-37-6-863.
88. Froese D.G., Enkin R.J., Smith D.G. Placer depositional settings and their ages along Dominion Creek, Klondike area, Yukon // *Yukon Exploration and Geology 2000*, D.S. Emond and L.H. Weston (eds.), Exploration and Geological Services Division, Yukon, Indian and Northern Affairs Canada. 2001. Pp. 159–169.
89. Froese D.G., Westgate J.A., Preece S.J., Storer J. Age and significance of the late Pleistocene Dawson tephra in eastern Beringia // *Quaternary Science Reviews*. 2002. Vol. 21, pp. 2137–2142, doi:10.1016/S0277-3791(02)00038-0.
90. Froese D., Westgate J.A., Preece S.J., Mayer B. Relict Middle Pleistocene permafrost in Central Yukon territory // 34th International Arctic Workshop, March 10-13, 2004. Institute of Arctic and Alpine Research. University of Colorado, Boulder. Program & Abstracts. 2004. Pp. 64–65.
91. Froese, D.G., Zazula, G.D., Reyes, A.V. Seasonality of the late Pleistocene Dawson tephra and exceptional preservation of a buried riparian surface in central Yukon Territory, Canada // *Quaternary Science Reviews*. 2006. Vol. 25. Pp. 1542–1551, doi:10.1016/j.quascirev. 2006.01.028.
92. Froese D.G., Westgate J.A., Reyes A.V., Enkin R.J., Preece S.J. Ancient permafrost and a future, warmer arctic // *Science*. 2008. Vol. 321. Pp. 1648, doi:10.1126/science.1157525.
93. Froese D.G., Zazula G.D., Westgate A., Preece S.J., Sanborn P.T., Reyes A.V., Pearce N.J.G. The Klondike goldfields and Pleistocene environments of Beringia // *GSA Today*. 2009. Vol. 19, no. 8. Pp. 4–10. doi:10.1130/GSATG54A.1
94. Westgate JA, Sandhu AS, Preece SJ, Froese DG. Age of the gold-bearing White Channel Gravel, Klondike district, Yukon // *Yukon Exploration and Geology 2002*, D.S. Emond and L.L. Lewis (eds.), Exploration and Geological Services Division, Yukon Region, Indian and Northern Affairs Canada. 2003. Pp. 241–250.
95. Westgate J.A., Preece S.J., Froese D.G., Pearce N.J.G., Roberts R.G., Demuro M., Hart W.K., Perkins W. Changing ideas on the identity and stratigraphic significance of the Sheep Creek tephra beds in Alaska and the Yukon Territory, northwestern North America // *Quaternary International*. 2008. Vol. 178, pp. 183–209, doi:10.1016/j.quaint.2007.03.009.
96. Zazula G.D., Froese D.G., Schweger C.E., Mathewes R.W., Beaudoin A.B., Telka A.M., Harington C.R., Westgate J.A. Late Pleistocene steppe macrofossils in east Beringia // *Nature*. 2003. Vol. 423. Pp. 603. doi:10.1038/423603a.
97. Zazula G.D., Froese D.G., Westgate J.A., La Farge C., Mathewes R.W. Paleoecology of Beringian “packrat” middens from central Yukon Territory, Canada // *Quaternary*

- Research*. 2005. Vol. 63. Pp. 189–198, doi:10.1016/j.yqres.2004.11.003.
98. Zazula G.D., Froese D.G., Elias S.A., Kuzmina S., La Farge C., Reyes A.V., Sanborn P.T., Schweger C.E., Smith C.A.S., Mathewes R.W. Vegetation buried under Dawson tephra (25,300 14C years B.P.) and locally diverse late Pleistocene paleoenvironments of Goldbottom Creek, Yukon, Canada // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2006. Vol. 242. Pp. 253–286, doi:10.1016/j.palaeo.2006.06.005.
99. Zazula G.D., Froese D.G., Elias S.A., Kuzmina S., Mathewes R.W. Arctic ground squirrels of the mammoth-steppe: Paleoecology of Late Pleistocene middens (~24,000–29,450 14C yr BP), Yukon Territory, Canada // *Quaternary Science Reviews*. 2007. Vol. 26, pp. 979–1003, doi:10.1016/j.quascirev.2006.12.006.
100. Sanborn P.T., Smith C.A.S., Froese D.G., Zazula G.D., Westgate J.A. Full-glacial paleosols in perennially frozen loess sequences, Klondike goldfields, Yukon Territory, Canada // *Quaternary Research*. 2006. Vol. 66, pp. 147–157, doi:10.1016/j.yqres.2006.02.008.

Assessment of the impact of the formation of water resources and the quality of surface waters of the Lena River basin

Chekmareva Diana Petrovna

Junior Researcher, FGBI Hydrochemical Institute

344090, Russia, Rostov region, Rostov-On-Don station, 198 Stachki Ave.

✉ zeikan-diana@mail.ru



Lobchenko Evgeniya Efimovna

PhD in Chemistry

Leading Researcher, FGBI Hydrochemical Institute

344090, Russia, Rostov region, Rostov-On-Don, 198 Stachki Ave.

✉ zeikan-diana@mail.ru



Romanyuk Oksana L'vovna

PhD in Geography

Leading Researcher, FGBI Hydrochemical Institute

344090, Russia, Rostov region, Rostov-On-Don, Stachki Ave., 198

✉ rol_78@mail.ru



Pervysheva Ol'ga Aleksandrovna

Senior Researcher, FGBI Hydrochemical Institute

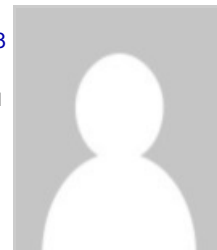
344090, Russia, Rostov region, Rostov-On-Don, 198 Stachki Ave.

✉ poa19544@mail.ru



Fedotova Ol'ga Leonidovna

Junior Researcher, FGBI Hydrochemical Institute



Abstract. Ongoing active development of natural resources, changing climatic conditions (including permafrost melting) In Eastern Siberia, it is necessary to control changes in the ecological state of the environment, one of which is surface water. The Roshydromet system has established and successfully operates a network of regime observations of the state and pollution of surface waters of the Russian Federation, ensuring the unity of measurement of the content of major pollutants in water according to uniform methods certified in accordance with the requirements of regulatory documents of the Russian Federation and international standards. In this paper, the formation of the quality of the surface waters of the Lena River basin under conditions of non-stationary climatic processes on the one hand and the anthropogenic component on the other is considered. Based on the analysis of statistically processed long-term data (2011-2021) obtained by the state monitoring network of Roshydromet, an assessment of the water quality of the Lena River and its major tributaries - the Vitim, Olekma, Aldan, Vilyu rivers is given. The spatio-temporal distribution of characteristic pollutants in the water of the rivers of the basin has been studied: organic substances (according to BPK5 and COD), phenols, petroleum products, iron, copper and zinc compounds. It was found that in the conditions of the Arctic climate, the seasonal distribution of organic substances in surface waters was insignificant. The presence of heavy metal compounds in the water of the Lena River basin water bodies is mainly due to anthropogenic sources of pollution. In the long-term plan, the water of the rivers of the Lena River basin was assessed as the 3rd satisfactory quality class.

Keywords: water pollution, Republic of Sakha, tributaries of the Lena River, Lena River basin, pollutants, surface water quality, chemical composition of water, long-term trend, dynamics of concentrations, water quality assessment

References (transliterated)

1. Chevychelov A. P., Alekseev A. A., Ermolaeva S. V. Genezis, klassifikatsiya i raznoobrazie merzlotnykh pochv Tsentral'noi Yakutii // Pochva kak svyazuyushchee zveno funktsionirovaniya prirodnnykh i antropogennno-preobrazovannykh ekosistem: materialy V Mezhdunarodnoi nauchno-prakticheskoi konferentsii, posvyashchennoi 90-letiyu kafedry pochvovedeniya i otsenki zemel'nykh resursov IGU i Dnyu Baikala (Irkutsk, 23-29 avgusta 2021 goda) – Irkutsk: Irkutskii gosudarstvennyi universitet, 2021. S. 201-205.
2. Chevychelov A. P., Alekseev A. A., Ermolaeva S. V. Raznoobrazie merzlotnykh pochv Tsentral'noi Yakutii // Raznoobrazie pochv i bioty Severnoi i Tsentral'noi Azii: Materialy IV Vserossiiskoi konferentsii s mezhdunarodnym uchastiem, posvyashchennoi godu nauki i tekhnologii v Rossiiskoi Federatsii i 40-letiyu Instituta obshchei i eksperimental'noi biologii SO RAN (Ulan-Ude, 15-18 iyunya 2021 goda) – Ulan-Ude: Buryatskii nauchnyi tsentr Sibirskogo otdeleniya RAN, 2021. S. 515-517.
3. The Far North: Plant biodiversity and Ecology of Yakutia. Plant and Vegetation 3. Springer Science + Business Media B.V., 2010. 390 p. DOI: 10.1007/978-90-481-3774-9.

4. Pastukhov A., Marchenko-Vagapova T., Loiko S., Kaverin D. Vulnerability of the Ancient Peat Plateaus in Western Siberia // *Plants*. MDPI AG. 2021. <http://dx.doi.org/10.3390/plants10122813>.
5. *Resursy poverkhnostnykh vod SSSR*. Pod red. Protas'eva M.S. L.: Gidrometeoizdat, 1972. T. 17. 651 s.
6. *Natsional'nyi atlas pochv Rossiiskoi Federatsii*. M.: Astrel'. AST, 2011. 632 s.: A92 kart., ill.
7. *Nauchno-prikladnoi spravochnik: Mnogoletnie kolebaniya i izmenchivost' vodnykh resursov i osnovnykh kharakteristik stoka rek Rossiiskoi Federatsii*. SPb.: ООО «RIAL», 2021. 190 s.
8. Shepelev V.V., Pavlova N.A. Osnovnye sostavlyayushchie podzemnogo pitaniya rek Yakutii // *Nauka i obrazovanie*, 2014. № 2. S. 117–120.
9. Fedorov A.N., Vasilyev N.F., Torgovkin Y.I., Shestakova A.A., Varlamov S.P., Zheleznyak M.N., Shepelev V.V. et al. Permafrost-Landscape Map of the Sakha (Yakutia) on Scale 1:1,500,000 // *Geosciences*, 2018. 8, 465. 17 p. DOI:10.3390/geosciences8120465
10. Fedorov A.N. Permafrost Landscape Research in the Northeast of Eurasia // *Earth*, 2022. Vol. 3(1). P. 460–478. DOI: 10.3390/earth3010028
11. *Ezhegodnik «Kachestvo poverkhnostnykh vod i effektivnosti provedennykh vodookhrannykh meropriyatii na territorii deyatelnosti FGBU «Irkutskoe UGMS» za 2021 g.* Irkutsk, 2022. S. 46-47, 68-70.
12. *Gosudarstvennyi doklad o sostoyanii i ob okhrane okruzhayushchei sredy v Irkutskoi oblasti v 2021 godu*. Izhevsk: ООО «Print», 2022. 252 s.
13. *Ezhegodnik «Kachestvo poverkhnostnykh vod i effektivnosti provedennykh vodookhrannykh meropriyatii na territorii deyatelnosti FGBU «Yakutskoe UGMS» za 2021 g.* Ch.1. Yakutsk, 2022. 435 s.
14. *Gosudarstvennyi doklad «O sostoyanii i okhrane okruzhayushchei sredy Respubliki Sakha (Yakutiya) v 2021 godu»*. Ministerstvo okhrany prirody Respubliki Sakha (Yakutiya). Yakutsk, 2022. 776 s.
15. Rodnina N.V., Solomonov A.I. Ekologicheskaya situatsiya v Respublike Sakha (Yakutiya) // *Akademicheskii vestnik Yakutskoi gosudarstvennoi sel'skokhozyaistvennoi akademii*. 2021. № (20). S. 51-57.
16. *Vodnye resursy Rossii i ikh ispol'zovanie*. Pod red. Shiklomanova I.A., GGI, SPb, 2008. S. 94-95.
17. *Ezhegodnik «Kachestvo poverkhnostnykh vod Rossiiskoi Federatsii za 2021 god»*. Rostov-na-Donu: GKHI, 2022. 620 s.
18. Batugina N. S., Nogovitsyn R. R. Dobycha zolota v Respublike Sakha (Yakutiya). Tendentsii i perspektivy razvitiya // *Mineral'nye resursy Rossii. Ekonomika i upravlenie*. 2021. № 1-6(175). S. 75-80.
19. Ivanov V. A., Rozhin I. I. Modelirovanie degradatsii mnogoletnemerzlykh porod pri poteplenii klimata v usloviyakh Tsentral'noi Yakutii na blizhaishie 300 let // *Sovremennye naukoemkie tekhnologii*, 2021. № 10. S. 41-47. DOI 10.17513/snt.38852.
20. Chekmareva D.P., Lobchenko E.E. Dinamika urovnya zagryaznennosti vody reki Lena za period 2012-2021 gg. // *Prirodno-resursnyi potentsial i ekologicheskaya reabilitatsiya degradirovannykh landshaftov / Sbornik materialov Mezhdunarodnoi nauchno-prakticheskoi konferentsii (Groznyi, 17 – 18 marta 2023 g.)*. Groznyi: izdatel'stvo FGBOU VO «Chechenskii gosudarstvennyi universitet im. A.A. Kadyrova», 2023. S. 344-347. DOI: 10.36684/86-1-2023-344-347.

21. Chekmareva D.P., Romanyuk O.L. Sovremennoe sostoyanie urovnya zagryaznennosti vody basseina reki Vilyui. // *Ekologiya i prirodopol'zovanie: tendentsii, modeli, prognozy, prikladnoe aspekty* / Materialy Natsional'noi nauchno-prakticheskoi konferentsii (16 marta 2023 goda). Ryazan': Izdatel'stvo Ryazanskogo gosudarstvennogo agrotekhnologicheskogo universiteta, 2023. S. 257-261.

Peculiarities of Interannual Variability of Sea Ice Area in the Northern Hemisphere

Fedorov Valerii Mikhailovich

PhD in Geography

Leading Researcher, Geography Department, Lomonosov Moscow State University,
119991, Russia, Moscow region, Moscow, Leninskie Gory str., 1, office 1904B

✉ fedorov.msu@mail.ru



Zalikhanov Alim Mikhailovich

PhD in Geography

Senior Research Officer, Laboratory for Renewable Energy Sources, Lomonosov Moscow State University
119991, Russia, Moscow region, Moscow, Leninskie Gory str., 1, office 19

✉ bulungu@yandex.ru

Degtyarev Kirill Stanislavovich

PhD in Geography

Researcher, Lecturer, Laboratory for Renewable Energy Sources, Lomonosov Moscow State University,
119991, Russia, Moscow, Leninskie Gory str., 1, office 19

✉ kir1111@rambler.ru

Abstract. The research has been made on the basis of an array of ice data for the maximums and minimums seasonal distribution of sea ice in the Northern Hemisphere.

The probability range for the appearance of positive differences after the negative ones in March is greater than in September, and conversely. During the periods of minimum (March) and maximum (September) interannual changes, after positive differences with an increase in the number of differences in the group, the values of subsequent changes increase. There is an increase in the probability of a one sign occurrence interannual difference with an increase in the group of another sign previous differences. For the probability of zero differences (absence of variability), there is an increase in both the probability of zero values and the number of previous zero differences.

The results indicate the presence of a stabilization mechanism in the stochastic interannual variability of the sea ice area, which is confirmed by an increase in the probability of the appearance of a one sign and the number of previous differences of another sign in the group. An increase in the probability of zero values with an increase in the number of previous zero differences confirms the presence of geographical areas in which there are no interannual changes in the area of sea ice.

Keywords: sea ice dynamics, solar radiation, ocean temperature, interannual variability, stochastic processes, Markov chains, area of sea ice, Northern Hemisphere, sea ice, meridional insolation gradient

References (transliterated)

1. Alekseev G.V., Svyashchennikov P.N. Estestvennaya izmenchivost' kharakteristik klimata severnoi polyarnoi oblasti i Severnogo polushariya. L.: Gidrometeoizdat, 1991, 160 s.
2. Al'tgovazen Z.R. Statisticheskie kharakteristiki mezhgodovoi izmenchivosti srednemesyachnykh temperatur vozdukha // Meteorologiya i gidrologiya, 1976, № 10, S. 30–35.
3. Boks D., Dzenkins G. Analiz vremennykh ryadov. Prognoz i upravlenie. Vyp. 1. M.: Mir, 1974, 406 s.
4. Zakharov V.F. L'dy Arktiki i sovremennye prirodnye protsessy. L.: Gidrometeoizdat, 1981, 136 s.
5. Kondrat'ev K.Ya. Global'nyi klimat. SPb., Nauka, 1992, 359 s.
6. Kemeni Dzh., Snell Dzh. Konechnye tsepi Markova. M.: Nauka, 1970, 271 s.
7. Kendell M. Vremennye ryady. M.: Finansy i statistika, 1983, 198 s.
8. Lebedev A.A., Uralov N.S. Girometeorologicheskie usloviya formirovaniya anomalii ledovitosti v Devisovom prolive // Trudy AANII, 1977, T. 341, S. 53–72.
9. Ledyanye obrazovaniya morei zapadnoi Arktiki / Red. G.K. Zubakin. SPb., AANII, 2006, 272 s.
10. Monin A.S. Vvedenie v teoriyu klimata. L., Gidrometeoizdat, 1982, 246 s.
11. Morskoi led / Red. Frolov I.E., Gavrilov V.P. SPb., Gidrometeoizdat, 1997, 402 s.
12. Fedorov V.M., Grebennikov P.B., Frolov D.M. Analiz otklikov v dinamike ploshchadi morskikh l'dov ot del'nykh raionov Arktiki na izmenenie insolyatsii // Arktika i Antarktika, 2020a, № 2. DOI: 10.7256/2453-8922.2020.2.3.31875.
13. Fedorov V.M., Grebennikov P.B., Frolov D.M. Otsenka roli insolyatsionnogo faktora v izmeneniyakh ploshchadi morskikh l'dov v rossiiskoi Arktike // Kriosfera Zemli, 2020b. T. 24. № 3. s. 38–50. DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2020-3(38-50).
14. Fedorov V.M., Grebennikov P.B. Mnogoletnie izmeneniya ploshchadi morskikh l'dov v Severnom polusharii v svyazi s izmeneniem kharakteristik insolyatsii // Kriosfera Zemli, 2021. T. 25. № 2. S. 38–47. DOI: 10.15372/KZ20210204.
15. Fedorov V.M. Evolyutsiya sovremennogo global'nogo klimata Zemli i ee vozmozhnye prichiny // Georisk, 2020. T. 14. № 4. S. 16–29. DOI: 10.25296/1997-8669-2020-14-4-16-29
16. Shuleikin V.V. Fizika morya. M., AN SSSR, 1953. 990 s.
17. Rayner N.A., Parker, D.E., Horton E.B. et al. (2003). Global Analysis of Sea Surface Temperature, Sea Ice, and Night Marine Air Temperature since the Late Nineteenth Century. *J. Geophys. Res.*, 108, D14, 4407. DOI: 10.1029/2002JD002670.
18. URL: <http://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadisst/data/download.html> (data obrashcheniya: 20.06.2023).

Radial differentiation of chemical composition of cryogenic soils in the Chara river valley, north of 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, of. 2009

✉ vasilch_geo@mail.ru



Ginzburg Alexander Pavlovich ✉

Graduate Student, Department of Landscape Geochemistry and Soil Geography, Lomonosov Moscow State University

119991, Russia, Leninsky Gory region, Moscow, Leninsky Gory str., 1, of. 2007

✉ alexandrginzburg13154@yandex.ru

Abstract. The subject of the study is the content of iron compounds and their radial differentiation in the profiles of cryogenic soils of the Chara River valley (Transbaikalia). The studied soils belong to post-pyrogenic permafrost gleyzems, the depths of the seasonal active layer of these soils are from 34 to 44 cm. Macronutrient concentrations, with the exception of Si, rarely exceed 5.0%, while the silicon content reaches 24.3%. Si is also characterized by removal from the upper part of soil profiles and accumulation in permafrost soil horizons. The highest concentrations are characteristic in the O horizons (Mg – 4.8 and Ca – 1.5 mg/kg) for a significant part of the macroelements. The trace elements, Sr and Zr are distributed vary contrastingly (from 5.0 to 29.7 and from 5.6 to 47.1 mg/kg). Values of the R coefficient from 0.3 to 0.9 indicate the initial stage of post-pyrogenic restoration of soil properties, and the active accumulation of Mg, Ca, Ti, Fe, Sr, and other elements in the upper part of oxidized-gley permafrost gleyzem observed in the profile is a sign of active restoration. The soils contain about 3.4% iron, which more than 60–75% is the silicate group of compounds (Fec). The moisture content of soils and the prevailing reducing environmental conditions contribute to the formation of monotonous distributions in their profiles, and in soils without signs of stable hydromorphism, permafrost horizons contain almost 2 times more Fe_{ox} and Fe_{extr}.

Keywords: seasonal active layer, permafrost, profile distributions, iron compounds, microelements, macroelements, radial differentiation, cryogenic soils, Chara basin, Northern Transbaikalia

References (transliterated)

1. Alekseev A.I., Abakumov E.V. Tyazhelye metally v pochvakh prirodnykh i urbanizirovannykh landshaftov Yamalo-Nenetskogo avtonomnogo okruga // Nauchnyi vestnik Yamalo-Nenetskogo avtonomnogo okruga, 2019. S. 89–92. DOI 10.26110/ARCTIC.2019.102.1.012
2. Vasil'chuk Yu.K., Ginzburg A.P. Lateral'naya i radial'naya differentsiatsiya khimicheskogo sostava kriogennykh pochv doliny reki Vilyui, Tsentral'naya Yakutiya // Arktika i Antarktika, 2023a. №1. S. 65–84. DOI: 10.7256/2453-8922.2023.1.40034
3. Vasil'chuk Yu.K., Ginzburg A.P. Lateral'naya i radial'naya differentsiatsiya geokhimicheskogo sostava kriogennykh pochv uchebno-nauchnogo poligona Khanovei, Bol'shezemel'skaya tundra // Arktika i Antarktika, 2023b. №1. S. 88–114. DOI: 10.7256/2453-8922.2023.1.40136
4. Vasil'chuk Yu.K., Ginzburg A.P., Budantseva N.A., Vasil'chuk Dzh.Yu. Kriogennyye pochvy v doline r. Chary, Zabaikal'e // Arktika i Antarktika, 2022. №3. S. 54–

91. <https://doi.org/10.7256/2453-8922.2022.3.38689>
5. Vodyanitskii Yu.N. Soedineniya zheleza i ikh rol' v okhrane pochv. – M.: GNU Pochvennyi institut im. V.V. Dokuchaeva Rossel'khozakademii, 2010. 156 s.
6. Vodyanitskii Yu.N., Kirillova N.P. Ispol'zovanie sistemy CIE-L*a*b* dlya kharakteristiki tsveta pochv // Pochvovedenie, 2016. №11. S. 1337–1346. DOI: 10.7868/S0032180X16110101
7. Geologicheskaya karta SSSR. Masshtab 1:200 000. Seriya Bodaibinskaya. List O-50-XXIX / Avtor V.S. Shul'gina. Red. A.M. Leites / Vsesoyuznoe aerogeologicheskoe nauchno-proizvodstvennoe ob"edinenie "Aerogeologiya" Ministerstva geologii SSSR, 1975.
8. Zabolotnik S.I., Klimovskii I.V. Sezonnoe protaivanie i promerzanie gruntov v Charskoi kotlovine // Geokriologicheskie usloviya Zabaikal'skogo severa. M.: Nauka, 1966. S. 162–171.
9. Klassifikatsiya i diagnostika pochv Rossii. Smolensk: Oikumena, 2004. 342 s.
10. Krasnoshchekov Yu.N. Postpirogennaya transformatsiya pochv sosnovykh lesov v yugo-zapadnom Pribaikal'e // Vestnik KrasGAU, 2009. №9. S. 60–65.
11. Kriologiya pochv. – M.: RAN, 2019. – 464 s.: il.
12. Metody izucheniya posledstviy izmeneniya klimata dlya prirodnnykh sistem: Glava 8. Kontinental'naya mnogoletnyaya merzlota / Anisimov O.A., Anokhin Yu.A., Lavrov S.A., Malkova G.V., Pavlov A.V., Romanovskii V.E., Streletskii D.A., Kholodov A.L., Shiklomanov N.I. // Izd-vo VNIIGMI, 2012. S. 301–359.
13. Nogina N.A. Pochvy Zabaikal'ya. M: Nauka, 1964. 288 s.
14. Osnovy biogeokhimii: Ucheb. posobie dlya geogr., biol., geolog., s.-kh. spets vuzov. – M.: Vyssh. shk., 1998. – 413 s.: il.
15. Perel'man A.I., Kasimov N.S. Geokhimiya landshafta: Uchebnik. M.: Astreya, 1999. 764 s.
16. Prirodnye usloviya osvoeniya severa Chitinskoi oblasti. M.: Izdatel'stvo AN SSSR, 1962. №M-117V. 124 s.
17. Sergeev D.O., Stanilovskaya Yu.V., Perel'shtein G.Z., Romanovskii V.E., Bezdelova A.P., Aleksyutina D.M., Bolotyuk M.M., Khimenkov A.N., Karpalova V.N., Motenko R.G., Maleeva A.N. Fonovyi geokriologicheskii monitoring v severnom Zabaikal'e // Kriosfera Zemli, 2016. T. XX. №3. S. 24–32.
18. Sosorova S.B., Merkusheva M.G., Ubugunov L.L. Pirogennoe izmenenie sodержaniya mikroelementov v pochvakh i rasteniyakh sosnovykh lesov Zapadnogo Zabaikal'ya // Sibirskii ekologicheskii zhurnal, 2013. №5. S. 661–674.
19. Teoriya i praktika khimicheskogo analiza pochv / red. L.A. Vorob'eva. – M.: GEOS, 2006. 400 s.
20. Chevychelov A.P. Pirogenез i postpirogennye transformatsii svoistv i sostava merzlotnykh pochv // Sibirskii ekologicheskii zhurnal, 2002. №3. S. 273–278.