

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 субэрадных 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 субаэрально-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 осадчением 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 палеодельты, которая в подводных условиях формировалась в результате стока воды и наносов в подпруженный водоем со стороны реки Черные Яры. В настоящее время палеодельта 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 субаэральный 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 аналитика 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 $-32,40\text{‰}$, а величины $\delta^2\text{H}$ изменялись от $-260,5$ до $-253,2\text{‰}$, а с учетом данных опробования по горизонтальным профилям из жил в коренной стенке обнажения значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от $-33,32$ до $-32,02\text{‰}$, а величины $\delta^2\text{H}$ от $-261,3$ до $-251,1\text{‰}$.^[29] Только в двух образцах у самого края нижней жилы на контакте с вмещающими породами значения $\delta^{18}\text{O} = -35,17$ и $-34,08\text{‰}$, а величины $\delta^2\text{H} = -266,2$ и $-260,6\text{‰}$, 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 позднеледниковой ледниковой 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 плаунов сибирского, что отражает их принос 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 *Quercus sibirica* 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 стадийные климатические условия между 60 и 50 тыс. лет назад, умеренные межстадийные условия между 50 и 25 тыс. лет назад и холодные стадийные 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 позднеплейстоценовой 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 позднелейстоценовые повторно-жильные льды залегают на одной и той же высоте и вполне сопоставимы по своим параметрам, а в разрезе на о. Курунгах 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 (*Lepyryus 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, геокриологического, 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. Большианов 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. Курунга, 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. Большиановым 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. Большианова 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 алевроитам по криолитологическим признакам в толще выделяется девять циклов осадконакопления, которые по данным спорово-пыльцевого анализа обусловлены климатическими изменениями. К середине позднего плейстоцена в результате эолового 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, росомаха, 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 позднеплейстоценовой 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 в 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‰ , δ_{exs} 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 редная 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 (прослой 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 субаэральные и субаквальные отложения 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 илесто-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 в 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 субэкральный 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. Субэкральные 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., Magens 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., 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.

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 во 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.