

Арктика и Антарктика

Правильная ссылка на статью:

Васильчук Ю.К. — Криогеохимические особенности голоценовых и позднеплейстоценовых сингенетических повторно-жильных льдов в устье реки Сяяха (Зеленая), Восточный Ямал // Арктика и Антарктика. – 2023. – № 3. DOI: 10.7256/2453-8922.2023.3.43985 EDN: VKICUS URL: https://nbpublish.com/library_read_article.php?id=43985

Криогеохимические особенности голоценовых и позднеплейстоценовых сингенетических повторно-жильных льдов в устье реки Сяяха (Зеленая), Восточный Ямал

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:

10.7256/2453-8922.2023.3.43985

EDN:

VKICUS

Дата направления статьи в редакцию:

08-09-2023

Аннотация: Цель статьи – установить диапазон изменчивости минерализации и ионного состава водорастворимых солей в повторно-жильных льдах разного возраста близ пос. Сяяха (Восточный Ямал) в разрезах поймы реки, в голоценовом торфянике, в едомной толще, слагающей третью террасу. Установить вклад атмосферного питания в формировании повторно-жильных и текстурообразующих льдов. В толще третьей террасы в повторно-жильных льдах общая минерализация весьма изменчива от 17 до 309 мг/л, что указывает на участие в питании жил, помимо атмосферных, еще и губских вод. Иногда отмечается заметное присутствие морских солей в толще поймы в устье реки, связанное с притоком губских вод во время сгонно-нагонных повышений уровня губы и воды в устьевой части реки. Выявлено очень существенное изменение минерализации текстурообразующих льдов в толще голоценового торфяника – ее закономерное плавное

снижение снизу – вверх (от 576 до 18 мг/л). Это указывает на то, что причиной образования озерно-болотной котловины (или скорее нескольких небольших котловин) было вытаивание больших масс сильно-минерализованного сегрегационного и порового льда, содержащегося в верхней части разреза лагунно-морской террасы. По мере накопления торфяника роль атмосферных осадков все возрастала и на заключительной фазе образования льда в верхней части торфяной залежи атмосферные осадки уже полностью доминировали.

Ключевые слова:

повторно-жильные льды, многолетнемерзлые породы, поздний плейстоцен, голоцен, криогеохимия, ионный состав, макроэлементный состав, третья терраса, пойма, север Западной Сибири

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

Введение

Криогеохимические исследования в тундре Западной Сибири обширной и слабообнаженной территории были построены так, чтобы удалось выявить особенности химического состава повторно-жильных льдов из разных температурных зон, заключенных в отложениях различного возраста и генезиса. Важно отметить, что образцы из повторно-жильных льдов отбирались не по одной только по вертикальной или горизонтальной линии^[1], а и по «сетке» (для выявления изменения химического состава по всему поперечному сечению и длине жил). Установлено, что лед жил часто дифференцирован на зоны неодинаковой минерализации, располагающиеся в виде клиньев различной длины и сечения, вложенных друг в друга. Особенно это явление выражено в разрезах с большей степенью засоления ледяных жил.^[2,3] Конфигурация клиньев с разной засоленностью в теле жил не всегда правильная, часто они существенно несимметричны. Возникают клинья в результате последовательной смены фациальной и гидрохимической обстановок во время формирования ледяных жил.^[3]

Одним из обязательных условий формирования клиньев с разной соленостью в теле одной жилы должна быть относительная локализация области растрескивания ледяных жил на протяжении длительного времени, достаточного для образования клина определенной солености. Если такой локализации не наблюдается, то зоны с четкой дифференциацией по солености не образуются, а вновь формирующиеся элементарные жилки либо «рассолоняют» лед жилы по всему объему (если они более пресные), либо увеличивают его соленость в целом.

Большинство опубликованных данных^[4-9] указывает на низкую степень засоления повторно-жильных льдов, что дало повод для заключения о их повсеместной низкой минерализации, не превышающей 0,1 г/л. Полученные нами результаты свидетельствуют о том, что это не всегда так. Действительно, основная часть повторно-жильных льдов сравнительно слабо засолена. Однако в ряде разрезов сингенетические повторно-жильные льды минерализованы значительно существеннее.

Вероятность встречи на севере Западной Сибири повторно-жильных льдов с величиной общей минерализации более 0,2 г/л превышает 10%^[10,11]. Интересно, что в 28% изученных проб содержание иона хлора превышает 0,02 г/л, а в 8% оно более 0,1 г/л.

Эти два показателя – высокая минерализация и большое содержание хлоридов, – пожалуй, наиболее убедительные индикаторы палеофициальных условий формирования повторно-жильных льдов. По остальным компонентам (распределение которых также неоднородно и достаточно интересно) индикация фациальных условий формирования повторно-жильных льдов более сложная и менее определенная. Показательны в этом отношении данные по содержанию ионов натрия и калия, которые более чем в 80% исследованных проб содержатся в количестве менее 0,02 г/л.[\[10,11\]](#)

Несмотря на сравнительно редкую встречаемость солёных разностей повторно-жильных льдов, пренебрегать ими не следует, так как именно эти жилы являются прямыми индикаторами морского или лагунно-морского режима осадконакопления во время их формирования. Интересно, что соотношение более засоленных и менее засоленных льдов в сингенетических плейстоценовых и голоценовых жилах несколько различно.

Мощные позднеплейстоценовые сингенетические повторно-жильные льды, залегающие в разрезах второй и третьей морских и лагунно-морских (губских) террас севера Западной Сибири, как правило, характеризуются невысокой степенью засоления. По классификации Ю.К. Васильчука[\[12\]](#), все они относятся к пресным, чаще всего гидрокарбонатно- или хлоридно-натриевым. Наблюдается тенденция к увеличению минерализации льда от 0,02–0,1 г/л в жилах, заключенных в толщах лагунно-морских отложений, до 0,1–0,5 г/л в толщах морских отложений. Отметим, что и в сравнительно мало засоленных позднеплейстоценовых сингенетических жилах могут обособляться зоны с различной минерализацией. При оценке этих данных следует иметь в виду особенности непосредственного полевого изучения и отбора проб льда из реликтовых позднеплейстоценовых сингенетических жил. Общеизвестно, что чаще всего в сфере наблюдений (в обнажениях, скважинах и особенно в шурфах) оказывается именно эта верхняя «распресненная» часть жил.

Засоленность повторно-жильных льдов, заключенных в голоценовых толщах, в целом несколько выше. Она достаточно различна во льдах жил, сформировавшихся в аллювиальных отложениях, с одной стороны, и морских и лагунно-морских – с другой. При изучении сингенетических голоценовых жил на поймах и первых террасах рек автором установлено, что в верховьях рек они пресные, их минерализация не достигает 0,1 г/л. При продвижении вниз по течению рек к морю (или к губе) минерализация иногда существенно возрастает. В толщах первых террас лайд и пойм в устьевых частях рек минерализация льда жил часто превышает 0,2 г/л, а в отдельных случаях достигает величин порядка 0,8–1,2 г/л, т. е. жилы переходят в разряд слабосолёных, по классификации автора.[\[12\]](#)

Причин, препятствующих формированию сильноминерализованных сингенетических повторно-жильных льдов, множество. Примечательно, что, несмотря на все эти причины, достаточно засоленные (с минерализацией больше 0,2 г/л) сингенетические повторно-жильные льды встречены в ряде позднеплейстоценовых и голоценовых повторно-жильных льдов севера Западной Сибири.[\[13\]](#) Присутствие минерализованных жил однозначно позволяет идентифицировать генезис этих толщ как морской или лагунно-морской и свидетельствует о весьма суровых климатических условиях времени накопления грунтов (иначе субаквальный рост жил был бы невозможен).

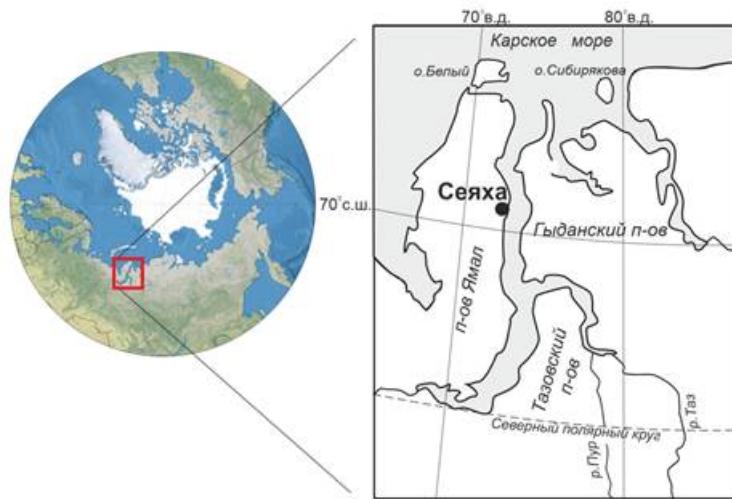


Рис. 1. Местоположение района исследований

Нам посчастливилось первыми изучить криолитологические, изотопные и геохимические особенности Сеяхинского сингенетического повторно-жильного комплекса на восточном побережье Ямала в 1978 г. ($70,1666^{\circ}$ с.ш., $72,5666^{\circ}$ в.д.) Вначале автором (совместно с А.Васильчук) [14] более детально исследовано приречное (р.Сеяха-Зеленая) едомное обнажение этого комплекса, в следующие 2 года работы были сосредоточены на обнажении, вскрывшем голоценовые и позднеплейстоценовые повторно-жильные льды на берегу Обской губы ($70,1667^{\circ}$ с.ш., $72,5083^{\circ}$ в.д.). Впоследствие обнажение исследовали И.Д.Данилов [15] и В.Ф. Болиховский [16,17].

Объекты исследований

Голоценовые повторно-жильные льды на пойме р. Сеяха (Зеленая)

Отложения высокой поймы р.Сеяха (Зелёная), детально исследованы в обнажениях и по скважинам поймы р. Сеяха (Зеленая), в 4,1 км северо-западнее пос. Сеяха, сверху-вниз вскрыты:

0,0-0,3 м. Торф опесчаненный слаборазложившийся бурый осоково-сфагновый.

0,3-0,5 м. Песок мерзлый, серый тонкозернистый с пятнами оторфования неяснослоистый.

0,5-2,0 м. Песок мерзлый серый тонкозернистый с тонкими прослойками (0,2-0,3 см) торфа.

2,0-2,3 м. Переслаивание песка светло-серого кварцевого ожелезнённого и песка серо-коричневого оторфованного, мощность прослоев 1 см.

2,3-3,0 м. Лед повторно-жильный, на глубине 2,8 м во льду высоко содержание минеральных примесей.

3,0-3,60 м. Косые прослои песка кварцевого ожелезнённого темно-серого и песка коричневого оторфованного, мощность прослоев 0,5 см расстояние между прослойми 1,5 см.

3,6-4,7 м. Песок светло-серый мерзлый с прослойми песка сильно ожелезнённого охристого.

4,7-5,5 м. Тонкое переслаивание песка слабозаиленного темно-серого и черного, а также песка белого кварцевого, мощность прослоев 0,1-0,2 см, в интервале 4,7-5,2 м

107 прослоев

5,5-6,0 м. Супесь темно-серая, с косо наклонными прослойками песка серого.

6,0-7,5 м. Песок серый с тонкими прослойками песка белого кварцевого.

В верхней части разреза залегают сравнительно небольшие повторно-жильные льды шириной до 1,5 м, высотой около 3 м.

Голоценовые повторно-жильные льды в торфянике на третьей террасе

В пределах Сеяхинского разреза было изучено несколько интересных фрагментов обнажения голоценовых криолитогенных объектов, среди них: сингенетические повторно-жильные льды в парагенезе с торфяными жилами, продолжающими ледяные жилы (рис. 2) и сингенетические повторно-жильные льды в парагенезе с торфяными жилами, залегающими параллельно с ледяными жилами (рис. 3). Торфяная жила, продолжающая ледянную жилу снизу во втором фрагменте была датирована 9300 ± 100 лет (ГИН-2472), т.е. 11080-10198 калибр. лет, в среднем 10492 калибр. лет.

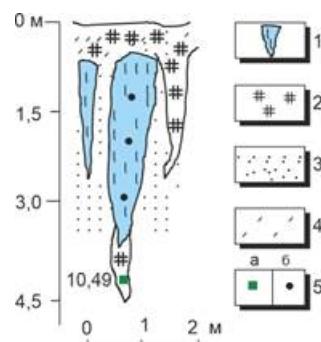


Рис. 2. Криогенное строение, радиоуглеродные датировки и схема опробования относительно узких повторно-жильных льдов в парагенезе с торфяными жилами (псевдоморфозами): 1 - вертикально-полосчатый лед сингенетических повторно-жильных льдов; 2 - торф; 3 - песок; 4 - супесь; 5 - места отбора образцов: органики на радиоуглеродный анализ (а), повторно-жильных (в) льдов на гидрохимический и энзиматический анализы.

Сингенетические повторно-жильные льды в парагенезе с торфяными жилами залегают практически параллельно с торфяными (рис. 3, 4). Головы тех и других располагаются на одной глубине - около 0,5-0,7 м. Ледяные жилы здесь достигают 2-2,5 м в высоту, они представлены розовато-коричневатым льдом, ширина головы жил более 1,6 м, на боковых контактах жил отмечается белый сахаристый лед (примерно 0,1 м в ширину). Лёд жил розовато-коричневатый, ширина головы жилы более 1,6 м, на боковых контактах отмечается белый сахаристый лед (примерно 0,1 м в ширину). Торфяные жилы достигают 2 м по вертикали, они сложены мерзлым опесчаненным торфом слаборазложившимся с веточками и сохранившейся корой, листьями дриад, камнеломок и карликовой берески. Вмещающие жилы отложения представлены желтоватым мелким оторфованным песком с включениями веточек и гнездами оторфования.

Образец торфа с маленькими веточками в торфяной жиле во втором фрагменте (см. рис. 4) в верхней части разреза на глубине 1,6 м датирован по ^{14}C 9280 ± 140 лет (Hel-4031), т.е. 11176-9926 калибр. лет, в среднем 10486 калибр. лет, а торф на глубине 0,5 м датирован 6560 ± 150 лет (Hel-4068), т.е. 7865-6980 калибр. лет, в среднем 7458 калибр. лет. Таким образом, торфяные грунтовые жилы активно формировались в начальную фазу голоценового оптимума, определяемого для Ямала от 9,0 до 4,5 тысяч

лет назад [13]. Более того, торфяные жилы сформировались, очевидно, в результате значительного иссушения слоя сезонного протаивания в начале голоценового оптимума.

Непосредственно над головой жил залегает серовато-коричневый оторфованный тонкослоистый песок (мощность прослоев 0,3-0,03 м), слоистость выражена колебаниями степени оторфования и изменением гранулометрического состава. Выше залегает слой коричневого мерзлого торфа, который похож на тот торф, который вместе с песком выполняет грунтовые жилы. Нижняя граница этого слоя неровная карманообразная (мощность прослоя 0,3 м). Ледяная жила, скорее всего, развивалась сингенетично накоплению грунтовой торфяной жилы. Об этом свидетельствует изгиб вверх слоев вмещающих слоистых песков на боковом контакте с ледяной жилой.



Рис. 3. Сингенетические повторно-жильные льды коричнево-розовые в парагенезе с торфяными жилами, в южной части торфяника, расположенного на поверхности третьей 24-метровой террасы в устье р.Сеяха (Зеленая). Фото А.К. Васильчук

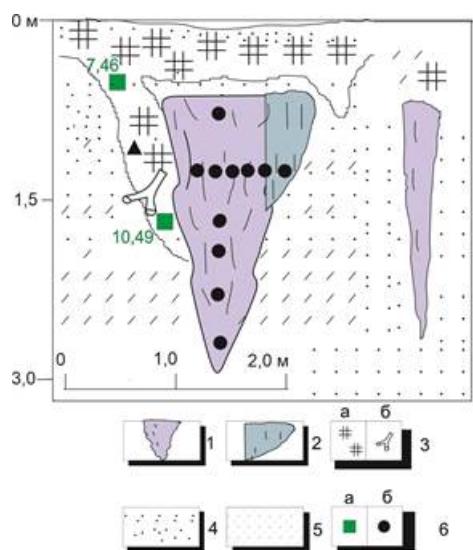


Рис. 4. Голоценовые сингенетические повторно-жильные льды коричнево-розовые в парагенезе с торфяными жилами, в южной части торфяника, расположенного на поверхности третьей 24-метровой террасы в устье р.Сеяха (Зеленая): 1 – повторно-жильный лед; 2 – лед каймы; 3 – органические остатки в залежи: а – торф, б – ветки кустарников; 4 – песок; 5 – супесь, 6 – отбор образцов: а – на ^{14}C и возраст, калибр. лет, б – на гидрохимический анализ

Суровые зимние условия были причиной промерзания накапливавшихся озерных и болотных отложений и роста повторно-жильных льдов.

Позднеплейстоценовые повторно-жильные льды в едоме на третьей террасе

В результате исследования данного разреза в течение ряда полевых сезонов сложилась достаточно полная картина его криолитологического строения. Протяженность обнажения вдоль побережья Обской губы более 4 км, высота колеблется от 22 до 24 м. В криолитологическом строении четко выделяется 2 части - нижняя: 12 -15 м с полигонально жильными льдами шириной до 3 м и верхняя: 9-12 м с узкими ледяными жилами - шириной до 1 - 1,5 м (рис. 5).



Рис. 5. Позднеплейстоценовые сингенетические повторно-жильные льды в едоме третьей 24-метровой террасы в устье р.Сеяха (Зеленая). Фото А.К. Васильчук

В толще едомы третьей террасы высотой до 22-24 м вскрыты самые крупные повторно-жильные льды известные для севера Западной Сибири.[\[18,19,20\]](#) Неоднократное полевое обследование, выполненное автором позволило выделить три основные криостратиграфических горизонта. Нижние 11 м толщи представлены "слоёной": частым переслаиванием супесей и аллохтонного уплотненного торфа. Отложения накапливались, скорее всего, в переменных субаквальных-субаэральных условиях: прослои, содержащие органику в виде корешков, стеблей и листьев, относятся к субаэральным горизонтам, супесчаные прослои без органических включений – к субаквальным. Здесь встречены ледяные жилы шириной 3 м, сложенные чистым льдом. В средней части разреза (мощностью около 10 м) исследованы более узкие жилы шириной до 1-1,5 м и вертикальными прослойями минеральных включений. Вмещающие отложения представлены слоистыми супесями с малым количеством органики (см. рис. 5). Верхний горизонт (мощностью 2-3 м) представлен слоистым желтым песком, предположительно накопившимся в субаквальных условиях в период более высокого уровня Обской губы, что впоследствии было доказано присутствием хорошо сохранившихся *in situ* солоноватоводных фораминифер: *Elphidium subclavatum Gudina*, *Pinnaella pulchella Parker*, *Protelphidium parvum Gudina*, etc. Здесь встречены ледяные жилы шириной 1,5 м.[\[21\]](#)

В 2016 г. была исследована краевая часть едомы высотой около 17 м (рис. 6).



Рис. 6. Позднеплейстоценовые сингенетические повторно-жильные льды в едоме третьей 24-метровой террасы в устье р.Сеяха (Зеленая). Фото Н.А. Буданцевой

В криостратиграфии обнажения в этой части едомы выделено 2 фрагмента: на высоте 5-6 м над урезом Обской губы вскрыто парагенетическое сочетание ледяной жилы и слоя сегрегационного льда. В верхней 5-метровой части обнажения, в интервале абсолютных высот 11,5-16,5 м, была вскрыта толща серовато-желтого мелкого пылеватого песка с примесью органики, включающая жилы шириной 1-1,5 м в верхней части, высотой около 5 м. [\[20\]](#)

Позднеплейстоценовый сингенетический повторно-жильный комплекс

В верхней части обнажения обращает на себя внимание мощная пачка желтого слоистого песка (см. рис. 5), указывающая на возможно более высокое относительное положение Обской губы (или реки, или иного водоема) во время ее накопления.

Для привязки толщи были получены наиболее информативные ^{14}C даты на высоте +0,2 м над урезом Обской губы - 36800 + 3300/-2100 лет, т.е. 42426 калибр. лет и на высоте +21,2 м - 11620 \pm 90 лет, т.е. 13486 калибр. лет, что позволяет датировать весь период накопления сингенетических жил в Сеяхинском позднеплейстоценовом ледовом комплексе в диапазоне от 35 до 11 тыс. лет. т.е. от 42 до 13 тыс. калибр. лет. Чрезвычайно важна и дата 17 тысяч лет, т.е. 20904 калибр. лет полученная из верхней субаквальной слоистой толщи, которая свидетельствует о продолжавшемся субаквальном осадконакоплении в Обской губе в это время (именно в этот период реконструируется обычно наиболее низкий уровень Мирового океана). Завершение накопления "слоенки" (а также более широких и массивных жил нижнего яруса) датируется около 22 тысяч лет назад [\[18\]](#), т.е. 26 тыс. калибр. лет.

Химический состав повторно-жильных и текстурообразующих льдов

Определен химический состав во всех видах встреченных льдов и вмещающих их отложений:

а) в голоценовых повторно-жильных льдах в толще поймы р. Сеяха, Зеленая (табл. 1), б в сингенетических мерзлых отложениях (песок мелкий и тонкий) в толще поймы р. Сеяха, Зеленая (табл. 2), в) в сегрегационных и повторно-жильных и текстурообразующих льдах голоценовых отложений в озёрно-болотной вкладке в верхней части разреза третьей террасы (табл. 3), г) в позднеплейстоценовых повторно-жильных льдах в толще третьей террасы (табл. 4), д) в сингенетических мерзлых отложениях 25-30 метровой позднеплейстоценовой террасы (табл. 5 и 6).

Химический состав голоценовых повторно-жильных льдов и вмещающих их

отложений на пойме

Минерализация в голоценовых повторно-жильных льдах в толще поймы р. Сеяха, Зеленая заметно варьирует от 24 до 176 мг/л, в химическом составе водорастворимых солей доминируют гидрокарбонаты, составляя от 6,1 до 36,6 мг/л (табл. 1, рис. 7).

Минерализация в сингенетических голоценовых мерзлых отложениях (песок мелкий и тонкий) в толще поймы р. Сеяха, Зеленая на глубинах от 2,3 до 6,8 м варьирует мало, содержание сухого остатка изменяется от 0,071 до 0,113%, в ионном составе водорастворимых солей преобладают сульфаты - составляя от 0,09 до 0,022% (табл. 2).

Таблица 1. Минерализация (Мин.), химический состав водорастворимых солей в голоценовых повторно-жильных льдах в толще поймы р. Сеяха (Зеленая), 4,1 км северо-западнее пос. Сеяха, Восточный Ямал. Отбор образцов 1978 г.

Полевой номер	Глуб. от поверх., м	Мин., мг/л	Ионный состав водорастворимых солей, мг/л						
			HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	Fe общее
202-YuV/2	0,94-1,07	84	18,3	8,5	3,7	5,6	3,4	1,2	0,1
202-YuV/3	1,07-1,15	112	36,6	15,2	4,5	7,4	5,6	6,8	0
202-YuV/4	1,37-1,6	32	12,2	7,8	4,5	3,6	1,1	5,5	0
202-YuV/5	1,65-1,7	44	18,3	9,2	3,7	3,6	1,1	8,3	0,1
204-YuV/1	0,8-1,0	48	12,2	5,7	7,4	1,4	0,8	8,5	0
204-YuV/5	1,0-1,15	44	12,2	6,0	5,8	1,4	1,3	7,1	0
204-YuV/6	1,16-1,35	48	18,3	5,7	9,9	2,8	0,7	10,6	0
204-YuV/7	1,36-1,50	72	26,8	8,9	6,6	6,6	2,7	6,4	0
204-YuV/8	1,51-1,65	52	12,2	6,4	9,0	1,4	0,2	11,8	0
204-YuV/9	1,66-1,85	90	34,2	7,8	25,5	3,6	1,7	22,8	0
204-YuV/10	1,86-1,92	150	6,1	10,5	4,9	1,0	0,5	9,4	-
204-YuV/11	1,93-2,20	168	18,3	9,8	6,6	1,8	0,6	0,7	10,3
204-YuV/12	2,21-2,50	175	36,6	9,8	8,2	-	-	-	28,5
204-YuV/13	1,45-1,55	48	30,5	5,6	5,8	6,4	0,6	8,5	0,07
204-YuV/14	1,45-1,55	26	12,2	5,6	4,9	1,0	0,2	8,28	0,6

204-YuV/15	1,45-1,55	24	6,1	4,2	4,9	1,0	0,2	5,1	0,6
204-YuV/16	2,9-3,0	176	14,6	47,9	25,5	4,6	3,0	37,7	0

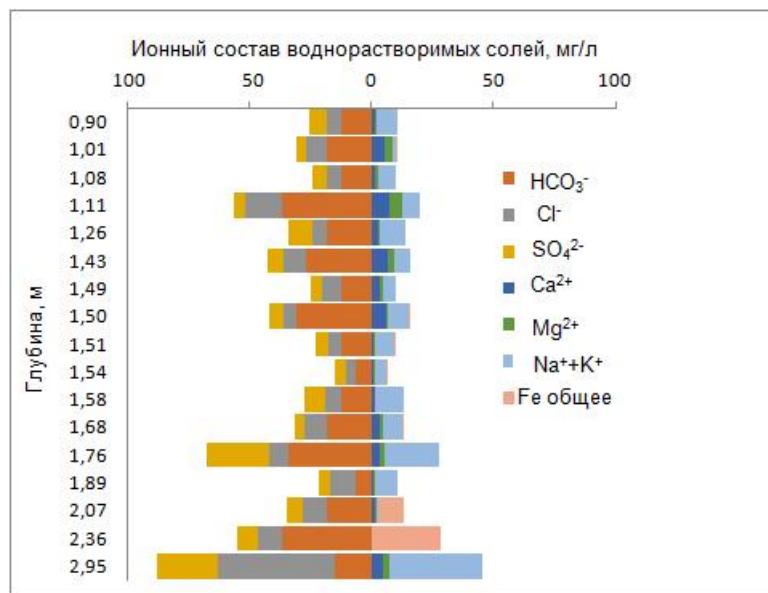


Рис. 7. Ионный состав водорастворимых солей в голоценовых повторно-жильных льдах в толще поймы р. Сяяха (Зеленая), 4,1 км северо-западнее пос. Сяяха, Восточный Ямал. Отбор образцов 1978 г.

Таблица 2. Состав и содержание водорастворимых солей в сингенетических мерзлых отложениях (песок мелкий и тонкий) в толще поймы р. Сяяха (Зеленая), 4,1 км северо-западнее пос. Сяяха, Восточный Ямал. Отбор образцов 1978 г.

Полевой Номер	Глубина отбора, м	Сухой оста- ток, %	Ионный состав водорастворимых солей, %						рН
			HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	
203-YuV/8	2,3-2,4	0,097	0,005	0,007	0,009	0,002	0,001	0,006	7,10
203-YuV/12	3,5-3,6	0,086	0,005	0,01	0,022	0,004	0,001	0,012	6,25
203-YuV/18	6,2-6,3	0,113	0,005	0,01	0,016	0,002	0,001	0,014	6,61
203-YuV/19	6,7-6,8	0,071	0,005	0,007	0,017	0,001	0,001	0,013	6,60

Химический состав голоценовых повторно-жильных льдов и вмещающих их отложений озёрно-болотной вкладки в верхней части разреза третьей террасы

Минерализация в повторно-жильных льдах в голоценовых отложениях в озёрно-болотной вкладке в верхней части разреза третьей террасы незначительна - 24-27 мг/л, а вот в сегрегационных и текстурообразующих льдах голоценовых отложений в озёрно-болотной вкладке в верхней части разреза третьей террасы отмечен несколько на первый взгляд неожиданный эффект, высокое засоление в нижней части и снижение его вверх по разрезу торфяника: в придонных частях торфяной залежи минерализация ледяных шлиров составляет 570-430 мг/л, в средней части - 189 мг/л, а в приповерхностных ее частях - 76-18 мг/л (рис. 8).

Таблица 3. Минерализация (Мин.), химический состав водорастворимых солей и энзиматическая активность в сегрегационных и повторно-жильных и текстурообразующих льдах голоценовых отложений в озёрно-болотной вкладке в верхней части разреза третьей террасы.

Полевой Номер	Абс. высота (+м)/ глуб. от поверх., м	Мин., мг/л	Ионный состав водорастворимых солей, мг/л								ПА ф.ед/л	
			HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	РН		
<i>Голоценовые повторно-жильные льды (розовый лед)</i>												
363- YuV/196	+20,7/1,3											76
363- YuV/194	+20,6/1,4	24	7	7	4	4	1	1	1			104
363- YuV/191	+20,3/1,7	24	6	7	4	4	1	2	1			84
363- YuV/188	+19,5/2,5	27	10	8	4	2	1	2	1			
<i>Сегрегационный лед из вмещающих жильы отложений</i>												
363- YuV/200	+21,0/1,0	24	7	5	6	3	1	1	1	7,5		
<i>Голоценовый сегрегационный лед</i>												
363- YuV/148	+21,4/0,6	18	2	9	4	2	1	1	1	4,6		
363- YuV/200	+21,0/1,0	24	7	5	6	3	1	2	-			154
363- YuV/154	+20,8/1,2	76	24	9	4	28	8	3	1	6,8		
363- YuV/199	+20,4/1,6											70
363- YuV/162	+20,0/2,0	71	44	5	4	14	3	1	1			26
363- YuV/169	+19,4/2,6	189	148	5	4	30	1	1	1	8,6		
363- YuV/172	+19,3/2,7	430	340	14	4	38	28	6	1	9,2		
363- YuV/173	+19,1/2,9	452	377	14	6	14	33	8	1			
363- YuV/180	+18,5/3,5	576	467	14	4	56	27	8	1	9,1		190
363- YuV/186	+18,1/3,9	137	89	9	4	18	13	4	1			
<i>Современный росток повторно-жильного льда</i>												
363- YuV/216	+19,35	25	5	7	8	4	1	1	1	5,8		48

Примечания: Определения выполнены в химико-аналитической лаборатории Института почвоведения им. В.В. Докучаева

Очень интересными оказались данные по химическому составу и минерализации сегрегационных текстурообразующих льдов в мощном торфянике. Здесь отмечено весьма последовательное изменение минерализации с глубиной. Минерализация ледяных шлиров в придонных частях торфяной залежи составляет 570-430 мг/л, в средней части залежи - 189 мг/л, а в приповерхностных ее частях - 76-18 мг/л. При этом столь же закономерно уменьшается снизу-вверх содержание гидрокарбонатов от 470-340 до 24-2 мг/л. Обращает на себя внимание стабильное невысокое содержание сульфатов (4-6 мг/л), заметное присутствие ионов кальция (3-56 мг/л) и магния (1-33 мг/л), причем содержание первых также закономерно уменьшается снизу-вверх. Весьма примечательно и изменение pH с глубиной: в придонных частях торфяника сегрегационные льды характеризуются явно выраженным щелочным типом, в средней части близки к нейтральным, а в верхней они кислого типа.

**Химический состав позднеплейстоценовых повторно-жильных льдов
и вмещающих их отложений третьей террасы**

Минерализация позднеплейстоценовых повторно-жильных льдов довольно широко варьируют от 17 до 309 мг/л (табл. 4), почти всегда доминируют гидрокарбонаты, но в наиболее минерализованном льду заметно присутствие хлоридов, сульфатов и ионов кальция (рис. 8).

В позднеплейстоценовых повторно-жильных льдах в толще третьей террасы минерализация льда возрастает снизу-вверх, составляя в жилах нижнего яруса 17-80 мг/л, в жилах среднего яруса - до 140 мг/л и в жилах верхнего яруса до 230-309 мг/л. В составе анионов преобладает HCO_3^- (среднее значение 50 мг/л), среди катионов Ca^{2+} (в среднем 12 мг/л).

В жилах среднего и верхнего яруса на некоторых горизонтах отмечается повышенные значения содержания остальных ионов (см. табл. 4). Такое распределение минерализации говорит о том, что роль вод Обской губы более заметна на заключительном этапе формирования ледяных жил (как будет показано далее, это нашло отражение и в биохимической активности льда жил).

Таблица 4. Минерализация (Мин.), химический состав водорастворимых солей и энзиматическая активность в позднеплейстоценовых повторно-жильных льдах в толще третьей террасы. Отбор образцов 1980 г. - 279-YuV и 1996 г. - 363-YuV

Полевой номер	Абс. высота (+м)/ глуб. от поверх., м	Мин., мг/л	Ионный состав водорастворимых солей, мг/л							ПА ф.ед/л
			HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	
363- YuV/80	+21,4/0,6	41			6	4	1	1	1	198
363- YuV/2	+21,3/0,7		27	10						144
363- YuV/79	+20,8/1,2	66	24	4	19	5	5	3	1	146
363- YuV/37	+20,5/1,5	37	30	5	2	4	1	1	1	н/и

363- YuV/63	+20,2/1,8	58	21	14	8	5	3	1	1	н/и
363- YuV/78	+20,0/2,0	309	138	24	46	45	16	11	2	72
363- YuV/70	+19,0/3,0	227	38	5	19	34	6	5	1	72
363- YuV/21	+18,8/3,2	60	50	6	6	6	2	2	1	н/и
363- YuV/110	+18,2/3,8	81	48	8	8	10	3	3	1	н/и
363- YuV/109	+17,7/4,3	81	79	6	8	10	2	4	1	128
363- YuV/28	+17,0/5,0	137	53	8	11	27	3	5	1	142
363- YuV/97	+16,8/5,2	87	88	9	8	10	3	4	1	38
363- YuV/100	+16,8/5,2	133	32	7	6	17	5	7	1	н/и
363- YuV/104	+16,8/5,2	55	62	7	6	4	2	3	1	н/и
363- YuV/105	+16,8/5,2	98	60	6	8	12	3	5	1	н/и
363- YuV/106	+16,8/5,2	97	62	8	8	14	4	4	1	118
363- YuV/107	+16,3/5,7	103	67	9	11	13	3	5	1	н/и
363- YuV/33	+16,2/5,8	114	53	6	15	14	3	5	1	168
363- YuV/95	+16,1/5,9	84	60	8	8	8	4	4	1	н/и
363- YuV/93	+15,4/6,6	95	59	9	8	11	3	4	1	182
363- YuV/36	+15,2/6,8	104	55	10	15	11	3	6	1	198
363- YuV/86	+14,5/7,5	99	47	7	11	10	4	8	1	н/и
363- YuV/40	+14,1/7,9	88	79	6	15	9	2	7	1	106
279- YuV/39	+14,0/8,0	137	79	6	17	18	5	11	-	н/и
279- YuV/38	+13,5/8,5	111	61	8	14	12	4	13	-	н/и
363- YuV/44	+13,0/9,0	75	48	11	8	11	1	5	1	180
363- YuV/84	+13,0/9,0	104	70	9	23	10	4	7	1	130
279- YuV/37	+13,0/9,0	117	70	9	9	14	5	11	-	н/и

363- YuV/87	+12,0/10,0	27	76	11	4	3	1	1	1	48
279- YuV/36	+11,9/10,1	131	76	11	10	15	6	12	-	н/и
363- YuV/51	+11,8/10,2		37	8					-	130
363- YuV/52	+11,5/10,5	77	70	10	15	7	4	5	6	148
279- YuV/35	+11,4/10,6	128	70	10	12	12	-	24	-	н/и
363- YuV/82	+11,0/11,0	85	46	7	8	10	4	3	1	84
279- YuV/34	+10,9/11,1	71	46	12	0,1	8	4	5	-	н/и
279- YuV/33	+10,0/12,0	77	46	12	-	10	5	4	-	н/и
279- YuV/32	+9,0/13,0	78	37	12	9	6	6	8	-	н/и
279- YuV/31	+8,0/14,0	80	40	12	7	9	4	7	-	н/и
279- YuV/40	+7,0/15,0	77	37	6	11	10	1	12	-	н/и
279- YuV/41	+4,0/18,0	49	31	5	-	7	1	5	-	н/и
363- YuV/132	+3,1/18,9	44	24	6	8	4	1	1	1	154
279- YuV/42	+3,0/19,0	42	24	6	-	8	1	2		н/и
363- YuV/127	+2,2/19,8	35	21	6	4	5	1	1	1	н/и
363- YuV/126	+2,0/20,0	37	33	7	4	4	1	1	1	н/и
363- YuV/122	+1,8/20,2	56	20	6	4	8	3	1	1	44
363- YuV/120	+1,7/20,3	36	14	7	4	4	1	1	1	70
363- YuV/125	+1,5/20,5	32	7	5	4	4	1	1	1	н/и
363- YuV/118	+1,4/20,6	17	7	5	4	1	1	1	1	76

Примечание: н/и - не измерялось

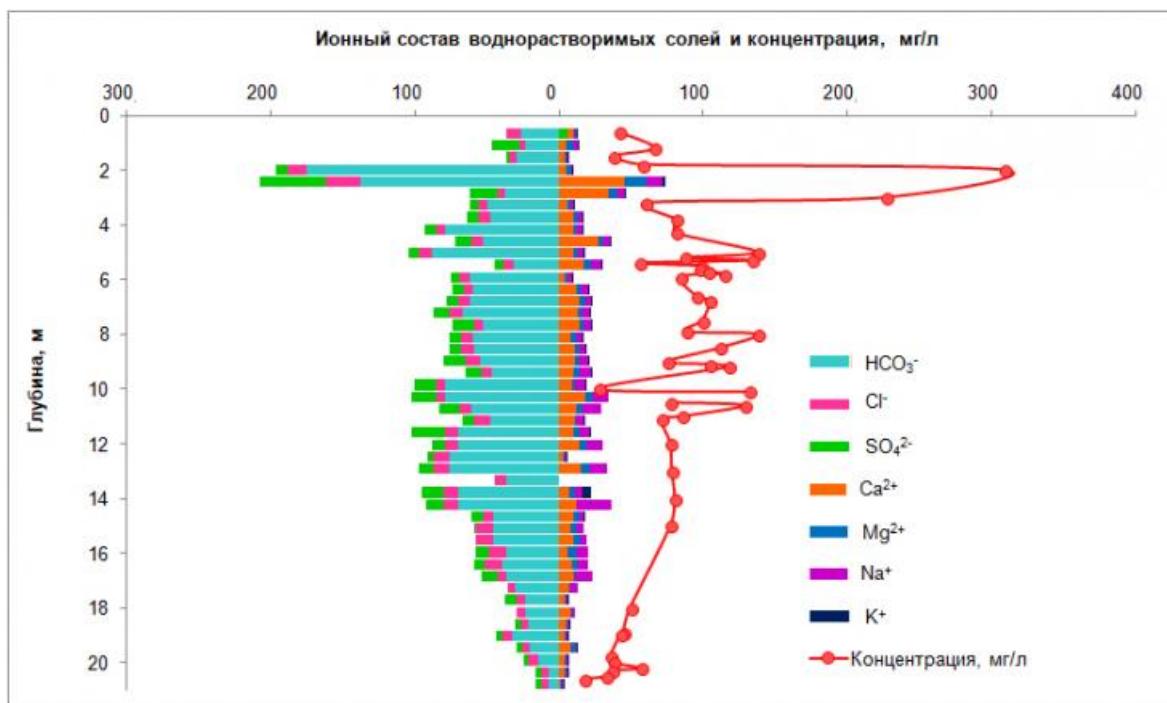


Рис. 8. Минерализация, химический состав водорастворимых солей и энзиматическая активность в позднеплейстоценовых повторно-жильных льдах в толще третьей террасы. Отбор образцов 1980 г. - 279-YuV и 1996 г. - 363-YuV

Отметим в целом довольно невысокую минерализацию позднеплейстоценовых синкриогенных вмещающих жилы отложений в Сеяхинском разрезе (табл. 5), она составляет 0,04-0,13%, в составе солей преобладают гидрокарбонаты натрия (от 0,007 до 0,05%), однако в средней части разреза обращает на себя внимание и кульминация хлоридов натрия, поскольку параллельно их увеличению в отложениях возрастает их количество в ледяных жилах. В составе других компонентов химического состава из Сеяхинской толщи содержание сульфат-ионов колеблется от 0,006% в верхней части разреза до 0,03% в средней части, вниз по разрезу их содержание опять снижается, содержание кальция незначительно (меньше 0,01%); pH изменяется от 8,4 в верхней части разреза до 6,4 в нижней. Минерализация льда жил возрастает снизу-вверх, составляя в жилах нижнего яруса 40-70 мг/л, а в жилах среднего яруса - до 140 мг/л. [11] Это означает, что роль вод Обской губы более заметна на заключительном этапе формирования ледяных жил (как будет показано далее это нашло отражение и в биохимической активности льда жил).

Таблица 5. Состав и содержание водорастворимых солей в сингенетических мерзлых отложениях 25-30 метровой позднеплейстоценовой террасы у пос. Сеяха (Восточный Ямал)

Полевой номер	Глубина отбора, м	Сухой остаток, %	Ионный состав водорастворимых солей, %						pH
			HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	
279-ЮВ/2	0,8-1,0	0,058	0,027	0,003	0,006	0,002	0,001	0,009	8,4
279-ЮВ/3	1,7-2,0	0,042	0,029	0,003	0,009	0,004	0,001	0,011	8,5
279-ЮВ/4	2,8-3,0	0,077	0,056	0,007	0,011	0,007	0,002	0,019	8,3
279-ЮВ/5	3,7-4,0	0,129	0,046	0,003	0,011	0,010	0,002	0,008	8,5
279-ЮВ/7	7,0-7,1	0,100	0,031	0,003	0,025	0,006	0,002	0,013	7,9
270-ЮВ/8	8,0-8,1	0,099	0,044	0,007	0,021	0,005	0,001	0,018	8,5

279-ЮВ/9	8,5-8,7	0,118	0,029	0,007	0,028	0,007	0,002	0,017	7,7
279-ЮВ/12	10,0-10,1	0,160	0,054	0,017	0,011	0,008	0,003	0,023	8,0
279-ЮВ/18	12,7-12,8	0,111	0,019	0,007	0,013	0,003	0,001	0,012	7,2
279-ЮВ/29	22,0-22,9	0,102	0,007	0,003	0,021	0,002	0,001	0,010	6,4

Таблица 6. Минерализация (Мин.), химический состав водорастворимых солей и энзиматическая активность в сегрегационных шлировых льдах Сеяхинского позднеплейстоценового разреза (Восточный Ямал). Отбор образцов 1996 г. - 363-YuV

Полевой номер	Абс. высота (+м)/глуб. от поверх., м	Мин., мг/л	Ионный состав водорастворимых солей, мг/л							ПА ф.ед/л
			HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	
363-YuV/60	+16,5/5,5	512	108	218	11	36	30	74	4	н/и
363-YuV/59	+15,5/6,5	475	536	19	8	29	24	84	4	148
363-YuV/111	+10,0/12,0	687	628	17	11	12	67	32	10	348
363-YuV/112	+7,8/14,2	819	258	8	4	63	68	28	11	н/и
363-YuV/123	+1,8/20,2	335	84	5	8	29	23	7	2	324
363-YuV/114	+0,8/21,2	124	28	6	8	18	6	2	1	58
363-YuV/116	+0,8/21,2	47	23	8	4	8	1	1	1	102
363-YuV/115	+0,6/21,4	43								46

Минерализация текстурообразующих льдов (табл. 6) довольно низка в нижней части разреза (40-120 мг/л), резко увеличивается в средней части (до 820 мг/л) и немного снижается в верхней части разреза (до 470-510 мг/л). В ионном составе преобладают HCO_3^- (23-628 мг/л) и Na^+ (1-84 мг/л), однако в средней части разреза, где наблюдается максимальная минерализация, среди катионов кульминируют ионы Ca^{2+} и Mg^{2+} , что, вероятно, говорит о том, что отложения этого яруса формировались в условиях сильно опресненного бассейна.

Дискуссия

Минерализация и ионный состав водорастворимых солей в повторно-жильных льдах разного возраста близ пос. Сеяха заметно отличаются (табл. 7).

Таблица 7. Диапазон изменчивости минерализации (Мин.) и ионного состава водорастворимых солей в повторно-жильных льдах разного возраста близ пос. Сеяха (Восточный Ямал).

Тип и возраст льда	Мин., мг/л	Ионный состав водорастворимых солей, мг/л						
		HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	Fe общее
голоценовые ПЖЛ в толще поймы р. Сеяха, Зеленая	26-176	6,1-36,6	4,2-47,9	3,7-25,5	1,0-7,4	0,2-5,6	0,7-37,7	0-28,5
голоценовые ПЖЛ в озёрно-болотной вкладке	24-27	6-10	7-8	4	2-4	1	2-3	н/и
позднеплейстоценовые ПЖЛ в толще третьей террасы	17-309	7-138	4-24	0,1-46	1-45	1-16	2-24	

Наиболее пресными в целом являются голоценовые ПЖЛ в озёрно-болотной вкладке - их минерализация меняется в узком диапазоне от 24 до 27 мг/л, содержание анионов и катионов также малозаметно варьирует от 1 до 10 мг/л. Близки к ним по минерализации и ионному составу водорастворимых солей голоценовые ПЖЛ в толще поймы р. Сеяха (Зеленая) - в них общая минерализации заметно варьирует от 26 до 176 мг/л и позднеплейстоценовые ПЖЛ в толще третьей террасы, в которых общая минерализации ещё более изменчива от 17 до 309 мг/л. В ионном составе водорастворимых солей очень широко варьируют хлориды в пойменных голоценовых ПЖЛ от 4,2 до даже 47,9 (в хвосте жилы) мг/л, а в позднеплейстоценовых ПЖЛ от 4 до 24 мг/л, обращает внимание и большая изменчивость сульфатов: в пойменных голоценовых ПЖЛ от 3,7 до 25,5 мг/л, а в позднеплейстоценовых ПЖЛ от 0,1 до 46 мг/л.

Изменение минерализации текстурообразующих льдов в толще голоценового торфяника - ее закономерное плавное снижение снизу - вверх (от 576 до 18 мг/л) указывает на то, что причиной образования озерно-болотной котловины было вытаивание больших масс сильно-минерализованного сегрегационного и порового льда, содержащегося в верхней части разреза лагунно-морской террасы (конечно, нельзя исключить и заплеск высокоминерализованной губской воды в начальной стадии формирования озерно-болотных котловин). На это указывает прежде всего близкий качественный характер сегрегационного текстурообразующего голоценового и позднеплейстоценового льда в верхней части разреза в тех фрагментах террасы, которые не испытали каких-либо преобразований в голоцене. Его минерализация составляет от 470 до 810 мг/л, преобладают карбонаты магния и кальция, льды высокощелочные - pH более 9. Эти значения хотя и несколько превышают отмечаемые в голоценовых сегрегационных текстурообразующих льда в нижней части торфяника, но это легко объяснимо участием атмосферных осадков в составе льдов сезонно-талого слоя уже на первой стадии формирования торфяника. В дальнейшем роль атмосферных осадков все возрастала и на заключительной фазе образования льда в верхней части торфяной залежи атмосферные осадки уже полностью доминировали.

В верхних частях торфяника, также как в современных жилках, в голоценовых сингенетических жилах отмечается низкая минерализация - 24-27 мг/л, в ионном составе преобладают гидрокарбонаты (6-10 мг/л), хлориды (7-8 мг/л) и кальций (2-4 мг/л). Некоторое возрастание доли хлора в ионном составе льда жил возможно говорит о непосредственном влиянии атмосферных осадков, химический состав которых формировался над акваторией слабозасоленной Обской губы.

Большинство опубликованных данных^[4,5,6,22] указывает на низкую степень засоления повторно-жильных льдов, что дало повод для заключения о их повсеместной низкой минерализации, не превышающей 0,1 г/л.^[6] Полученные автором результаты свидетельствуют о том, что это не всегда так. Действительно, основная часть повторно-жильных льдов сравнительно слабо засолена. Однако в ряде разрезов сингенетические повторно-жильные льды минерализованы значительно существеннее.

Анализ всех данных о химическом составе льда показывает, что вероятность встречи на севере Западной Сибири повторно-жильных льдов с величиной общей минерализации более 0,2 г/л превышает 10%.^[10,11] Интересно, что в 28% изученных проб содержание иона хлора превышает 0,02 г/л, а в 8% оно более 0,1 г/л. Эти два показателя – высокая минерализация и большое содержание хлоридов, – пожалуй, наиболее убедительные индикаторы палеофициальных условий. По остальным компонентам (распределение которых также неоднородно и достаточно интересно) индикация фациальных условий формирования повторно-жильных льдов более сложная и менее определенная. Показательны в этом отношении данные по содержанию ионов натрия и калия, которые более чем в 80% исследованных проб содержатся в количестве менее 0,02 г/л.^[10,11]

Несмотря на сравнительно редкую встречаемость соленых разностей повторно-жильных льдов, пренебрегать ими не следует, так как именно эти жилы являются прямыми индикаторами морского или лагунно-морского режима осадконакопления во время их формирования. Интересно, что соотношение более засоленных и менее засоленных льдов в сингенетических плейстоценовых и голоценовых жилах несколько различно.

Мощные позднеплейстоценовые сингенетические повторно-жильные льды, залегающие в разрезах II–IV морских и лагунно-морских (губских) террас севера Западной Сибири, как правило, характеризуются невысокой степенью засоления. Наблюдается тенденция к увеличению минерализации льда от 0,02–0,1 г/л в жилах, заключенных в толщах лагунно-морских отложений, до 0,1–0,5 г/л в толщах морских отложений. Отметим, что и в сравнительно мало засоленных позднеплейстоценовых сингенетических жилах могут обособляться зоны с различной минерализацией. Как показано выше, в мощной ледяной жиле, располагающейся в толще органоминеральных отложений позднеплейстоценового возраста у пос. Сеяха, минерализация изменяется снизу вверх от 0,04–0,08 до 0,11–0,14 г/л, что, вероятно, указывает на некоторое увеличение влияния соленых губских вод на заключительных этапах формирования льда жилы. Об этом же свидетельствует и анализ водной вытяжки из вмещающих жилы органоминеральных отложений. Их минерализация возрастает снизу вверх от 1,02 до 1,18–1,60 г/кг, причем в значительной степени увеличение ее обязано росту содержания хлоридов натрия и калия – типичных солей морских вод.

Среди позднеплейстоценовых достаточно широко развиты жилы с низкой минерализацией льда. Часто даже синкриогенные повторно-жильные льды в толщах морских террас минерализованы незначительно – величина сухого остатка в них не превышает 0,05 г/л. Особенno мала минерализация в самых верхних частях жил, в сложении которых наряду с льдом реликтовой позднеплейстоценовой жилы участвует и эпигенетический голоценовый лед, внедрившийся позднее.^[11] При оценке этих данных следует иметь в виду особенности непосредственного полевого изучения и отбора проб льда из реликтовых позднеплейстоценовых сингенетических жил. Общеизвестно, что чаще всего в сфере наблюдений (в обнажениях, скважинах и особенно в шурфах) оказывается именно эта верхняя «распресненная» часть жил.

Засоленность повторно-жильных льдов, заключенных в голоценовых толщах, в целом несколько выше. Она достаточно различна во льдах жил, сформировавшихся в аллювиальных отложениях, с одной стороны, и морских и лагунно-морских – с другой. При изучении сингенетических голоценовых жил на поймах и первых террасах рек установлено, что в верховьях рек они пресные, их минерализация не достигает 0,1 г/л. При продвижении вниз по течению рек к морю (или к губе) минерализация нередко существенно возрастает. В толщах первых террас лайд и пойм в устьевых частях рек минерализация льда жил часто превышает 0,2 г/л, а в отдельных случаях достигает величин порядка 0,8-1,2 г/л. Особенно убедительно проявляются возможности криогидрохимического анализа при сопоставлении минерализации повторно-жильных льдов на поймах и на лайдах севера Западной Сибири. Число проанализированных автором проб из жил этих двух типов голоценовых грунтовых толщ примерно одинаково. Автором выявлено, что встречаемость повторно-жильных льдов с величиной сухого остатка 0,2 г/л и более в аллювиальных голоценовых толщах пойм близка к нулю, тогда как в лагунно-морских и морских голоценовых толщах лайд они отмечаются в 22% проанализированных проб, а в 16% образцов жил в толщах лайд общая минерализация превысила 0,4 г/л. [\[10,11\]](#)

Несомненно, показатель минерализации более 0,2 г/л следует считать прямым признаком участия в формировании жил морских или губских вод. Однако нередко даже в сравнительно засоленных морских голоценовых отложениях встречаются достаточно пресные сингенетические повторно-жильные льды. Объяснение этому явлению следует искать в механизме формирования сингенетических жил в субаквальном режиме. Ключом к решению данного вопроса может быть и сопоставление минерализации формирующихся сейчас на поймах и лайдах сингенетических ледяных жилок с составом возможных источников воды, затекающей в морозобойные трещины. Из анализа полученных данных следует, что: 1) минерализация ледяных жилок, заполняющих современные морозобойные трещины (текущего года) на поймах и лайдах, часто весьма близка и в большинстве случаев не превышает, по данным опробования, 0,02 г/л. Очевидно, что жилки с большей минерализацией также формируются, но нами они пока не были опробованы; 2) минерализация воды рек и озер колеблется от 0,05 до 0,15 г/л, она несколько повышается в устьевых частях долин, где на поймах могут встречаться соленые озера, а в реке вода может сильно засолоняться во время прилива. Соленость воды Карского моря даже близ побережья составляет 7-16 г/л; 3) соленость ледяного покрова в прибрежных частях Карского моря и губ всегда меньше солености исходной воды – она практически никогда не достигает величины 1 г/л. Объяснение этому приведено в монографии Б. А. Савельева [\[23\]](#). Следует отметить, что мы отбирали пробы льда летом – в период его разрушения, возможно, на стадии образования льда осенью, его соленость несколько выше в нижней части ледяного покрова; 4) химический состав надмерзлотных вод слоя сезонного протаивания характеризуется достаточно близкими значениями минерализации – от 0,07 до 0,14 г/л. Однако иногда, хотя и достаточно редко, на подошве слоя сезонного протаивания встречаются линзы воды с соленостью до 3,5 г/л (например, на водораздельной поверхности в верховьях р. Пемакодаяха, Северный Ямал [\[10\]](#)).

Подчеркнем, что количество водорастворимых солей во вмещающих жилы отложениях, как правило, значительно выше, чем у льда жил. Оно нередко достигает 1-2 г/кг в аллювиально- и лагунно-морских грунтах и 2,5-5, реже до 10-20 г/кг в морских (прибрежно-морских) грунтах [\[10\]](#).

Приведенные факты позволяют следующим образом представить общие особенности формирования солевого состава повторно-жильных льдов в различных фациальных условиях. На высоких террасах и водораздельных равнинах в формировании ледяных жилок (эпигенетического типа) участвует исключительно атмосферная вода. Ледяные сингенетические жилки, развивающиеся на поверхности высоких пойм и лайд, также обязаны своим происхождением главным образом затеканию в морозобойные трещины атмосферной влаги (если трещина открыта на дневную поверхность) или вод сезонноталого слоя (в случае внутригрунтовых морозобойных трещин). Лишь в редких случаях в трещины здесь могут попадать более соленые воды: если поблизости находится соленое озеро, или в результате чрезвычайно активного прилива, или чаще нагона. Заметим, что подобные приливы и нагоны могут происходить лишь летом, когда поверхность моря или губы свободна ото льда, а в этот период большая часть морозобойных трещин (хотя по нашим наблюдениям далеко не все) уже закрыта.

Полученный автором криогидрохимический материал свидетельствует и о возможности формирования сингенетических повторно-жильных льдов в субаквальных условиях.^[10] В северных районах Ямала и Гыданского п-ова нами неоднократно наблюдался полигональный рельеф под водой на дне неглубоких озер, реже он отмечался на литорали губ и морей и лишь в единичных случаях – на мелководье, в руслах рек. Безусловно, такая же картина наблюдалась и в прошлом (в плейстоцене и голоцене). Конечно, полигональный рельеф под водой может быть и унаследованным, образовавшимся после затопления полигонально-жильного массива, формировавшегося в субаэральных условиях. Но это не исключает возможности субаквального роста жил. Сложное строение сингенетических жил в засоленных морских (лагунно-морских) грунтовых толщах, дифференциация общей их минерализации на отдельные клинья и повышенное содержание водно-растворимых солей (среди них хлоридов) по сравнению с жилами субаэрального происхождения указывают на возможность их формирования в субаквальных условиях верхней литорали губ и морей.

Конечно, правомерен тогда вопрос, почему сингенетические жилы, залегающие в морских засоленных грунтах, часто являются маломинерализованными? При обсуждении этого вопроса следует подчеркнуть, что растрескивание жил, находящихся в условиях морского мелководья, происходит зимой, когда слой воды над ними замерзает. Образовавшийся лед также трескается над жилками, и образуются сквозные трещины, открытые на дневную поверхность. Это приводит к тому, что трещины забиваются ультрапресным снегом, который, с одной стороны, крайне затрудняет проникновение морской воды в трещины, а с другой – сильно ее распресняет. Однако это вовсе не исключает полностью возможность попадания соленой морской воды в тело жил по трещинам. Известно, что в покровном морском льду содержится значительное количество рассола. Важно учесть, что наименее низкой температурой затвердевания, равной -55°C , обладает CaCl_2 ^[23], сравнительно низка температура затвердевания NaCl – $-22,6^{\circ}\text{C}$. В процессе метаморфизма льда в течение года в нем происходит достаточно интенсивная фильтрация рассолов. По данным Б. А. Савельева^[23], повышение температуры ледяного покрова весной (в марте – апреле) приводит к увеличению жидкой фазы и образованию сквозных капилляров во льду, через которые начинается интенсивная инфильтрация рассола вниз. Причем в первую очередь должны мигрировать соединения хлора. При наличии в морозобойной трещине пробки из снега рассол смещивается со снегом и часто существенно распресняется. Попадая ниже, в жилу, в условия более низких температур, вода замерзает в виде элементарной жилки, имеющей соленость в 10–15 раз меньше солености морской (исходной) воды и в 3–4 раза меньше,

чем соленость покровного льда. Однако минерализация ее часто на один-два порядка больше минерализации влаги, заполняющей морозобойные трещины в субаэральных условиях (даже после стекания воды по стенкам морозобойных трещин в сравнительно соленых грунтах).[\[10\]](#)

Интересные данные получены при совместном анализе химического состава льда и его ферментативной активности. Разные типы льдов продемонстрировали различную активность: в жилах нижней части позднеплейстоценового разреза Сеяхинской едомы, которые несколько более пресные, чем верхние (соленость от 17 до 80 мг/л), протеолитическая активность изменяется от 44 до 154 ф.ед./л. В жилах среднего яруса (соленость 110-140 мг/л) распределение активности довольно мозаичное, она изменяется от 48 до 180 ф.ед./л., в жилах верхней части разреза (с ощутимой примесью песка во льду), формировавшихся 11-20 тысяч лет назад, (они более соленые - минерализация от 130 до 300 мг/л) протеолитическая активность изменяется от 100 до 200 ф.ед./л. Интересно, что в небольших жилах верхнего яруса, где отмечена высокая минерализация, значения активности оказались достаточно низкими – около 70 ф.ед./л. Тем не менее наблюдается общая тенденция возрастания протеолитической активности в жилах снизу вверх от более пресных к более соленым. Таким образом, лед жил, формировавшихся при несколько большем участии губских вод имеет заметно более высокое засоление и более высокую ферментативную активность.[\[21\]](#)

В текстурных шлировых льдах в едомной толще распределение активности наиболее четко согласуется с распределением минерализации. В текстурообразующих льдах нижнего яруса активность возрастает снизу вверх от 40 до 320 ф.ед./л, достигает максимального значения 350 ф.ед./л в средней части (где отмечается самая высокая минерализация) и немного снижается в верхней части разреза до 150 ф.ед./л. [\[21\]](#)

Эти данные подтвердили, что формирование нижней части Сеяхинского полигонально-жильного комплекса происходило в условиях высокой лайды Обской губы, а верхней его части - скорее на низкой лайде или даже на пляже.[\[21\]](#)

Сеяхинский полигонально-жильный комплекс, судя по включениям песка в тело жил в виде вертикальных трассеров, отчетливо видных особенно в верхней части обнажения, формировался в субаквальных условиях. Это же подтверждают и данные по химическому составу песка и льда жил и по активности ферментов во льду. Скорее всего это активное формирование жил происходило все же в условиях более мелководных, ближе к условиям супралиторали или пляжа. После некоторого периода, когда происходило накопления мало насыщенной органикой минеральной толщи, субаквальный режим сменялся преимущественно субаэральным (вероятнее всего, вследствие локального изменения уровня водоема или местного поднятия берега) и рост повторно-жильных льдов возобновлялся. В этот период происходило интенсивное накопление органики и, следовательно, он может быть хорошо датирован по ^{14}C . Таким образом, исследуя прибрежные толщи можно проследить колебания моря в прошлом. Кроме глобальных тенденций снижения или повышения уровня моря, есть не менее (а часто и заметно более) активные изменения уровня побережья, вследствие геократических движений. Именно с ними можно связать столь активное осадконакопление на восточном побережье Ямала (да вероятно и на западном тоже) в конце позднеплейстоценового криохрона - т.е. во время когда по многим палеоокеанологическим реконструкциям предполагается глубокая регрессия Арктического бассейна (как ранее отмечено в [\[13\]](#)). Очевидно, все же эта регрессия была не столь повсеместной и не столь глубокой (как принято считать).

В последние 2-4 года интерес к гидрохимическим исследованиям повторно-жильных льдов возрос, свидетельство чему публикации в высокорейтинговых журналах [24-26 и др.]

А.Письменюк с соавторами исследовали геохимические характеристики повторно-жильных льдов восточного побережья полуострова Фаддевский.[\[24\]](#) Преобладающая часть растворенных веществ в исследованных образцах представлена ионами Na^+ и Cl^- , в пределах от 3,5 до 141,1 мг/л для Na^+ и от 6,1 до 146,4 мг/л для Cl^- (табл. 8). В образцах шлирового льда и «хвоста» голоценовой жилы наблюдаются самые высокие концентрации Cl^- (146,4 и 100,5 мг/л) и Na^+ (141,1 мг/л. и 51,3 мг/л) соответственно.[\[24\]](#)

В составе растворенных веществ позднеплейстоценовых ПЖЛ полуострова Фаддевский преобладает SO_4^{2-} , хотя значения распределяются по ледяному массиву неравномерно, в пределах от 4,2 до 131,6 мг/л. Позднеплейстоценовые ПЖЛ показывают обогащение неморским SO_4^{2-} , в то время как данные об SO_4^{2-} , полученные на других участках, отражают «морской» сигнал.

Среди голоценовых жил содержание SO_4^{2-} не превышает 7,49 мг/л, за исключением пробы из «хвоста» жилы, где значение достигает 22,3 мг/л. SO_4^{2-} в шлировом льде полностью отражает «морской» состав с концентрацией 28 мг/л. Ca^{2+} в основном представлен в компонентах, не содержащих морской соли, за исключением шлирового льда. Ca^{2+} равномерно распределяется между образцами от 1,1 до 6,3 мг/л. Схожий диапазон зафиксирован для ионов K^+ и Mg^{2+} , достигая 3,4 мг/л и 8,75 мг/л соответственно. Шлировый лед (A1) демонстрирует пиковое значение K^+ (9,1 мг/л) и высокое содержание Mg^{2+} (6 мг/л).[\[24\]](#)

Таблица 8. Осреднённое отношение основных ионов повторно-жильных льдов восточного побережья полуострова Фаддевский Из [\[24\]](#)

Тип льда	Na^+	NH_4^+	K^+	Морской Ca^{2+}	Неморской Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	Морской SO_4^{2-}	Неморской SO_4^{2-}
Голоценовый ПЖЛ, KSB911	19,8	2,1	5,4	0,5	8,5	5,2	37,9	3,9	
Голоценовый ПЖЛ, KSB910	16,3	0,5	2,7	0,4	5,8	5,0	49,9	3,2	
Голоценовый ПЖЛ, KB803	23,5	0,8	2,3	0,6	3,2	3,3	53,1	4,6	
Позднеплейстоценовый ПЖЛ, KN810	17,7	1,1	1,8	0,4	3,2	3,9	31,6	3,5	
Шлировый лед, A1	41,0	0,8	2,6	1,0	0,7	1,7	42,5	8,1	

В.Бутаков [\[9\]](#) исследовав геохимический состав повторно-жильных льдов Карского региона: в арктической тундре с морским влиянием (о. Белый, Сибирякова, пос. Диксон), в северной тундре (с. Гыда, м. Кареповский на западе Таймыра), в типичной тундре (п-в Ямал в районе м. Марре-Сале, оз. Сохонто и в долине р. Юрибей) и в южной тундре (на севере Пур-Тазовского междуречья), пришел к выводам, что основным источником химического состава повторно-жильных льдов являются атмосферные зимние осадки с морскими или континентальными аэрозолями. Другим источником могут быть

надмерзлотные воды сезонно-талого слоя. Их состав формируется в основном за счет отложений, дренируемых поверхностными и атмосферными водами. Третий источник – поверхностные воды, которые попадают в состав жил при подъёме уровня воды при морских нагонах или половодьях речных и озерных вод. Химический состав повторно-жильных льдов отличается от текстурообразующих льдов в первую очередь более низкими концентрациями химических элементов. На состав льдов также может влиять органическое вещество, сорбирующее химические элементы, за счет структуры органических молекул.^[9] Он отметил, что в жилах арктических островов ионы хлоридов и натрия поступали вместе с морскими аэрозолями в составе атмосферных осадков. Вместе с тем повторно-жильные льды арктических островов Белый и Сибириакова и льдов района пос. Диксон на Западном Таймыре характеризуются низкой минерализацией – менее 50 мг/л. Повторно-жильные льды, исследованные на о. Белый имеют ультрапресный (34-43 мг/л) гидрокарбонатно-хлоридный, натриево-магниевый и кальциево-магниево-натриевый состав (ранее Ю.К. Васильчук, А.К. Васильчук и В.Т. Трофимов^[2,3] изучили на о. Белом высокоминерализованные повторно-жильные льды). Повторно-жильные льды, исследованные на о. Сибириакова имеют ультрапресный (38-40 мг/л) хлоридный, магниево-натриевый и натриевый состав.

Повторно-жильные льды района п. Диксон имеют ультрапресный (25-49 мг/л) гидрокарбонатный, хлоридно-гидрокарбонатный, хлоридный, магниево-кальциевый, магниево-натриево-кальциевый, натриевый, кальциево-магниево-натриевый состав. В районе пос. Диксон, как в верхнем, так и в нижнем ярусах жил льда, расположенных на склоне высоко над уровнем моря, преобладают ионы Ca^{2+} и HCO_3^- . В жилах, вскрытых в днище долины, преобладают ионы Cl^- и Na^+ , поступавшие при заливании низин хлоридно-натриевыми водами во время формирования голоценовых жил.^[9]

Вместе с тем В. Бутаков с соавторами^[8] отмечают, что на химический состав повторно-жильных льдов, изученных в прибрежной зоне ключевых участков о. Белый, о. Сибириакова, Западного Ямала и Западного Таймыра, оказали влияние морские и континентальные аэрозоли. Сингенетические повторно-жильные льды, пресные и ультрапресные по минерализации, сформированы при промерзании талых вод, содержат сорбированные снегом морские аэрозоли. Повторно-жильные льды в удаленном от моря районе оз. Сохонто не имеют признаков морского влияния по соотношению основных ионов. Повторно-жильные льды с минеральными включениями формировались не только за счет талых снеговых вод с аэрозолями континентального происхождения, но и за счет надмерзлотных вод. Минерализация сингенетических повторно-жильных льдов без участия сегрегационного льдообразования не зависит от степени засолённости вмещающих отложений.^[8]

К. Холланд с соавторами^[25] рассмотрела геохимический состав (Cl^- , Na^+ , Br^- , SO_4^{2-} , Mg^{2+} , Ca^{2+} , K^+) повторно-жильного льда побережья Тектаяктак на севере Канады ($69,409^\circ$ с.ш., $133,124^\circ$ з.д.). Истощение значений SO_4^{2-} указывает на то, что геохимия повторно-жильных льдов имеет преимущественно морское происхождение, главным образом, из приповерхностной морской воды. Линейное снижение обогащения бромом и, в меньшей степени Mg^{2+} , Ca^{2+} и K^+ относительно Na^+ и d_{exs} и значений $\delta^{18}\text{O}$ ($\delta^2\text{H}$) до 2800 тыс. лет b2k (в календарных годах до 2000) предполагает наличие некоторого систематического фактора, приводящего к такому сильному тенденции, возможно, из-за вклада глубинной изморози во время раннего роста ледяной жилы, хотя это пока мало доказано. На протяжении всей записи наблюдается долговременное увеличение

концентраций морской соли в период с 4600 до 700 лет $b2k$, что может свидетельствовать о сокращении расстояния до побережья изучаемой территории в позднем голоцене, вызванном отступанием берегов из-за высокой скорости береговой эрозии и незначительным изменениям RSL. Это исследование является хорошим шагом на пути к пониманию факторов, влияющих на ионную геохимию прибрежных повторно-жильных льдов в течение голоцена.[\[25\]](#)

Й. Изука с соавторами[\[26\]](#) провели исследование повторно-жильных льдов, вскрытых обнажением мыса Барроу (Северная Аляска, $71^{\circ}18'$ с.ш., $156^{\circ}40'$ з.д.). Ca^{2+} , Na^+ , SO_4^{2-} , NO_3^- , Cl^- и другие ионы, входящие в состав повторно-жильных льдов, имели морское и континентальное происхождение. Соотношение концентраций одинаковых ионов морского и континентального происхождения свидетельствует о разной роли морской воды в формировании макроэлементного состава повторно-жильных льдов. Исследователями было установлено, что весь Na^+ имеет морское происхождение. Континентальное происхождение имели ионы Ca^{2+} и SO_4^{2-} , содержащиеся в количестве 0,022 ммоль/л и 0,06 ммоль/л, соответственно. Установлено, что макрокомпонентный состав повторно-жильных льдов сформировался под совокупным воздействием вмещающих льды грунтов (Ca^{2+} , SO_4^{2-}) и вод моря Бофорта (Na^+ , Cl^- , Br^-).[\[26\]](#)

Е.В. Безрукова с соавторами[\[27\]](#) показали, что вариации макроэлементов в толще донных отложений оз. Каскадное-1 в Восточном Саяне указывают на то, что содержание почти всех петрогенных элементов, проявляют свои максимумы между 13 200–12 800 кал. л.н. в толще серых глин. Между примерно 12 800–12 000 кал. лет назад (биогенно-терригенный илистый слой, LGZ 3a) значения Na , K , Ca , Mg , Al , Si , Ti , Mn , Sr и Zr снижаются, а LOI увеличивается. Между 12 000 и 7500 кал. л.н. содержания всех основных элементов остаются практически постоянными, а концентрации только Na , Mg , Al и Si незначительно увеличиваются. После 7500 кал. л.н. содержания всех элементов, по-видимому, увеличиваются, тогда как величина LOI имеет тенденцию к постепенному и заметному снижению. Значение Р достигает своего максимума в самых верхних 2 см керна.[\[27\]](#)

Выводы

1. Сопоставление диапазона изменчивости минерализации и ионного состава водорастворимых солей в повторно-жильных льдах разного возраста близ пос. Сеяха (Восточный Ямал) показало:

а). Наиболее пресными в целом являются голоценовые ПЖЛ в озёрно-болотной вкладке - их минерализация меняется в узком диапазоне от 24 до 27 мг/л, содержание анионов и катионов также малозаметно варьирует от 1 до 10 мг/л;

б). Близки к голоценовым ПЖЛ в озёрно-болотной вкладке по минерализации и ионному составу водорастворимых солей голоценовые ПЖЛ в толще поймы р. Сеяха (Зеленая) - общая минерализации заметно варьирует от 26 до 176 мг/л и позднеплейстоценовые ПЖЛ в толще третьей террасы, в которых общая минерализации ещё более изменчива от 17 до 309 мг/л. В ионном составе водорастворимых солей очень широко варьируют хлориды в пойменных голоценовых ПЖЛ от 4,2 до даже 47,9 (в хвосте жилы) мг/л, а в позднеплейстоценовых ПЖЛ от 4 до 24 мг/л, обращает внимание и большая изменчивость сульфатов: в пойменных голоценовых ПЖЛ от 3,7 до 25,5 мг/л, а в позднеплейстоценовых ПЖЛ от 0,1 до 46 мг/л.

2 . Несмотря на сравнительно редкую встречаемость более засоленных разностей повторно-жильных льдов, пренебрегать ими не следует, так как именно эти жилы или фрагменты жил являются прямыми индикаторами морского или лагунно-морского режима осадконакопления во время их формирования.

3. В целом можно говорить о преимущественно атмосферном питании, как голоценовых, так и позднеплейстоценовых повторно-жильных льдов этого участка.

4. Заметная роль атмосферного питания в текстурообразующих льдах вмещающих жилы отложений, иногда осложняется участием солей, растворенных из вмещающих отложений, например в процессе развития озерно-болотной котловины на поверхности третьей террасы или притоком губских вод во время сгонно-нагонных повышения уровня губы и воды в устьевой части реки на поверхность поймы.

Благодарности

Автор глубоко признателен д.г.н. А.Васильчук и к.г.н. Н.Буданцевой за участие в полевых работах и Л. Блудушкиной за оформление графиков.

Библиография

1. Васильчук Ю.К. Основные элементы стратегии полевого опробования повторно-жильных льдов для изотопного и радиоуглеродного анализа // Арктика и Антарктика. 2022. № 3. С. 35–53. doi: 10.7256/2453-8922.2022.3.38895.
2. Васильчук Ю.К., Трофимов В.Т. О находках сильноминерализованных повторно-жильных льдов // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1984. № 8. С. 129–134.
3. Васильчук А.К., Васильчук Ю.К. Инженерно-геологические и геохимические условия полигональных ландшафтов острова Белый (Карское море) // Инженерная геология. 2015. № 1. С. 50–65.
4. Волкова В. П., Романовский Н. Н. О химическом составе подземных льдов в четвертичных отложениях южной части Яно-Индигирской низменности // Проблемы криолитологии. Вып. IV. М.: Издательство Московского университета, 1974. С. 199–208.
5. Данилов И. Д., Соломатин В. И., Шмидеберг Н. А. Химический состав подземных льдов как показатель условий их формирования и генезиса вмещающих пород // Природные условия Западной Сибири. Вып. 7. М.: Издательство Московского университета. 1980, С. 119–126.
6. Анисимова Н. П. Криогидрохимические особенности мерзлой зоны. Новосибирск: Наука, 1981. 153 с.
7. Бутаков В.И., Тихонравова Я.В., Слагода Е.А. Закономерности формирования геохимического состава подземных льдов и отложений на севере полуострова Гыдан // Известия высших учебных заведений. Нефть и газ. 2018. № 5 (131). С. 30–40.
8. Бутаков В.И., Слагода Е.А., Тихонравова Я.В., Опокина О.Л., Томберг И.В., Жученко Н.А. Гидрохимический состав и редкоземельные элементы в полигонально-жильных льдах ключевых районов Карского региона // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2020. Т. 331. № 2. 78–91.
9. Бутаков В.И. Особенности формирования геохимического состава подземных льдов Карского региона / Автореферат диссертации представленной на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Тюмень: Институт криосферы

Земли. 2022. 22 с.

10. Васильчук Ю.К., Трофимов В.Т. Криогидрохимические особенности повторно-жильных льдов Ямало-Гыданской провинции // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отд. геол., 1985, том 60, вып.3. С. 114–120.
11. Vasil'chuk Yu.K., Trofimov V.T. Cryohydrochemical peculiarities of ice-wedge complexes in the north of Western Siberia // Permafrost. Fourth International Conference, Proceedings. Fairbanks. Alaska. Washington: National Academy Press, 1983. P. 1303–1308.
12. Васильчук Ю.К. Геохимический состав подземных льдов севера Российской Арктики // Арктика и Антарктика. 2016. № 2. С. 99–115. doi: 10.7256/2453-8922.2016.2.21378.
13. Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций). М.: Изд. Отдел. Теоретических проблем РАН. МГУ, ПНИИИС. 1992. В 2-х томах. Т.1. – 420 с. Т.2 – 264 с.
14. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Трофимов В.Т. Новые данные об условиях накопления каргинских отложений на севере Западной Сибири // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука. 1984. № 53. С. 28–35.
15. Данилов И.Д., Парунин О.Б., Полякова Е.И. Происхождение и возраст "ледового комплекса" на севере Западной Сибири // Известия АН СССР. Серия географическая. 1990. № 1. С. 72–77.
16. Болиховский В.Ф. Едомные отложения Западной Сибири // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 128–135.
17. Болиховская. Н.С., Болиховский В.Ф. Радиоуглеродная хронология и палиностратиграфия едомных отложений Западной Сибири // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1992. С. 102–117.
18. Васильчук Ю.К., Трофимов В.Т. Изотопно-кислородная диаграмма повторно-жильных льдов Западной Сибири, ее радиологический возраст и палеогеокриологическая интерпретация // Доклады АН СССР. 1984а. Том 275. № 2. С.425–428.
19. Vasil'chuk Yu.K., Trofimov V.T. Debated problems of paleocryology of the Pleistocene and Holocene of Western Siberia in light of new data // Moscow University geology Bulletin. Published Allerton Press Inc., New York. 1984. Vol.39. N3. P. 67–80.
20. Vasil'chuk Yu., Vasil'chuk A., Budantseva N. AMS 14C dating of Seyakha yedoma and January air palaeotemperatures for 25-21 cal ka BP based on the stable isotope compositions of syngenetic ice wedges // Radiocarbon. 2023. Vol. 64. Iss. 6. P. 1419–1429. doi: 10.1017/RDC.2022.15.
21. 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 в плейстоцене // Криосфера Земли. 1998. Том 2. №1. С. 48–54.
22. Лахтина О. В. Физические и химические свойства грунтов Колымской низменности // Труды ПНИИИС. Вып. 54. М.: Стройиздат, 1978. С. 13–54.
23. Савельев Б. А. Строение и состав природных льдов. М.: изд-во Моск. ун-та. 1980. 280 с.
24. Pismeniuk A., Semenov P., Veremeeva A., He W., Kozachek A., Malyshev S., Shatrova E., Lodochnikova A., Streletskaia I. Geochemical Features of Ground Ice from the Faddeevsky Peninsula Eastern Coast (Kotelny Island, East Siberian Arctic) as a Key to Understand Paleoenvironmental Conditions of Its Formation. Land 2023, 12, 324.

<https://doi.org/10.3390/land12020324>

25. Holland K.M., Porter T.J., Criscitiello A.S., Froese D.G. Ion geochemistry of a coastal ice wedge in northwestern Canada: Contributions from marine aerosols and implications for ice-wedge paleoclimate interpretations. *Permafrost and Periglacial Processes*. 34(2), 180–193. doi:10.1002/ppp.2184
26. Iizuka Y, Miyamoto C, Matoba S, et al. Ion concentrations in ice wedges: an innovative approach to reconstruct past climate variability. *Earth Planet Sci Lett*. 2019;515:58–66. doi:10.1016/J.EPSL.2019.03.013
27. Bezrukova E.V., Amosova A.A., Chubarov V.M. Geochemical Records of the Late Glacial and Holocene Paleoenvironmental Changes from the Lake Kaskadnoe-1 Sediments (East Sayan Mountains, South Siberia) // *Minerals* 2023, 13, 449. <https://doi.org/10.3390/min13030449>.

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, криогеохимические особенности голоценовых и позднеплейстоценовых сингенетических повторно-жильных льдов в устье реки Сеяха (Зеленая), Восточный Ямал как объект изучения геокриологии.

Методология исследования, в статье не указаны, но исходя из анализа статьи можно сделать вывод о использовании методов химического анализа макроэлементного состава в мерзлых породах, а также анализ литературных данных. Судя по иллюстративным материалу автором предпринятой экспедиционные полевые методы исследования, с последующих камеральной обработкой.

Актуальность затронутой темы безусловна и состоит в получении информации о гинезисе и криогеохимических особенностях голоценовых и позднеплейстоценовых сингенетических повторно-жильных льдов, являющихся важной структурной частью исследования гляциальных процессов. Исследования автора статьи помогают понять механизм реакции на изменение погодно-климатических условий и геохимической миграции микроэлементов для теории криолитогенеза и механизмов засоление морскими водами.

Научная новизна заключается в попытке автора статьи на основе проведенных исследований сделать вывод об Сопоставление диапазона изменчивости минерализации и ионного состава водорастворимых солей в голоценовых и позднеплейстоценовых сингенетических повторно-жильных льдов в устье реки Сеяха (Зеленая), Восточный Ямал. Это является важным дополнением в развитии геокриологии.

Стиль, структура, содержание стиля изложения результатов достаточно научный. Статья снабжена богатым иллюстративным материалом, отражающим процесс образования льда в почве. Автором первыми подробно изучить геохимические процессы криолитологические, изотопные и геохимические особенности Сеяхинского сингенетического повторно-жильного комплекса на восточном побережье Ямала на обнажении, вскрывшем голоценовые и позднеплейстоценовые повторно-жильные льды на берегу Обской губы. В лабораторных условиях рассмотрены процессы изучения перераспределения солевого состава, что делает представленные автором статьи результаты весьма интересными.

Статья богато иллюстрирована разнообразными визуализированными формами информации от таблицы и графиков до схем и фотографий.

Однако есть ряд пожеланий, в частности:

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

Из приведённых автором направлений следует отметить особенно интересный кроме изучения особенностей соленакопления грунтов. К ним относятся прежде всего разработка методических рекомендаций, которые необходимы для проведения как полевых, так и лабораторных исследований. Важнейшим моментом является интерпретация автором наблюдаемых явлений различной концентрации солей, объяснение разнообразной динамики соленакопления во льдах и объяснение причин отсутствия солей или их разнообразие в некоторых из них.

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.