

УДК 551.345 : 550.424

Ю.К. Васильчук¹, А.К. Васильчук², Н.А. Буданцева³, Ю.Н. Чинова⁴

МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ПОВТОРНО-ЖИЛЬНЫХ ЛЬДОВ КАК ИНДИКАТОР СМЕНЫ ЛАНДШАФТОВ

Рассмотрены редкие геохимические явления в пределах полигональных ландшафтов: сильно-минерализованные повторно-жильные льды с морским и континентальным типом засоления. Морской тип засоления голоценовых сингенетических повторно-жильных льдов в устье р. Монгаталян-гьяха (на севере Западной Сибири) отражает локальные (в пределах фрагмента лайды) ландшафтные изменения классов водной миграции от нейтрального сероводородного соленосно-хлоридного до слабокислого и нейтрального глеевого. Континентальный тип засоления позднеплейстоценовых сингенетических повторно-жильных льдов разреза Мамонтова Гора в Центральной Якутии отражает локальные (в пределах аласного понижения) ландшафтные изменения классов водной миграции от слабощелочного глеевого до кислого глеевого. Выявлена как радиальная, так и латеральная изменчивость гидрохимического состава ледяных жил.

Ключевые слова: минерализация льда, тундровые и таежные ландшафты, аласы, лайды, класс водной миграции, Западная Сибирь, Центральная Якутия.

Введение. Тундровые и таежные мерзлотные ландшафты занимают обширные площади на севере России и имеют весьма своеобразную историю развития, которую определяют главным образом наличие многолетнемерзлых пород (ММП) и циклическая смена субэкральных, субаквальных и супераквальных условий. В долинах и дельтах рек в области ММП накапливаются мощные супесчано-суглинистые отложения, часто оторфованные, с одновременным образованием подземных голоценовых повторно-жильных льдов, вертикальная мощность которых часто составляет 3–7 м.

В тундровых ландшафтах почвенные и грунтовые воды (за редким исключением) почти не минерализованы (ультрапресные, ≤ 100 мг/л). Подземные льды в тундровых ландшафтах относятся к ультрапресным и пресным [Brown, 1963; O'Sullivan, 1963; Vasil'chuk, Trofimov, 1983]. Анализ большого массива данных о минерализации подземных льдов в разных районах России позволил разработать следующую классификацию: ультрапресные льды с минерализацией (мг/л) ≤ 50 , пресные – 50–200, опресненные – 200–400, слабосоленые – 400–1000, среднесоленые – 1000–5000, сильнозасоленные – ≥ 5000 мг/л [Васильчук, 1992]. По сравнению с гидрогеохимической классификацией поверхностных вод для подземных льдов выделяются более дробные градации. Химический состав повторно-жильных льдов, как правило, близок к химическому составу талых снеговых вод [Анисимова, 1981], однако в лед проникают почвенные растворы из надмерзлотной верховодки, а также воды, попадаю-

щие на поверхность снежного покрова в результате подтопления или заплеска. Поскольку химический состав повторно-жильных льдов отражает ландшафтную обстановку времени формирования, то соотношения ионов и минерализация можно использовать для реконструкций палеоландшафтных обстановок.

Минерализация повторно-жильных льдов из голоценовых отложений морского и лагунно-морского генезиса, как правило, выше, чем повторно-жильных льдов из позднеплейстоценовых отложений: опресненные жилы встречаются в 22% проанализированных проб, слабо- и средnezасоленные – в 16% проб [Васильчук, 1992]. Среди повторно-жильных льдов позднеплейстоценового возраста гораздо чаще встречаются льды с низкой минерализацией льда, хотя описаны опресненные и слабозасоленные жилы, минерализация которых превышала 500 мг/л [Дубиков, 2002].

Повторно-жильные льды с высокой минерализацией встречаются очень редко. Засоленные жилы обнаружены авторами на севере Западной Сибири на первой террасе о. Белый (от 432 до 1240 мг/л) и на лайде в устье р. Монгаталян-гьяха (рис. 1) на севере п-ова Явай (до 640 мг/л) [Васильчук, Васильчук, 2015а; Васильчук, Трофимов, 1984], а в Якутии в долине р. Алдан встречены голоценовые повторно-жильные льды с аномальными для региона показателями минерализации (от 80 до 476 мг/л) (рис. 1).

Материалы и методы исследований. Цель работы – рассмотрение геохимических особенностей полигональных ландшафтов с сильноминерализованными повторно-жильными льдами, с морским и

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геохимии ландшафтов и географии почв, проф., докт. геол.-минерал. н.; e-mail: vasilch@geol.msu.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, лаборатория геоэкологии Севера, ст. науч. с., докт. геогр. н.; e-mail: alla-vasilch@yandex.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геохимии ландшафтов и географии почв, ст. науч. с., канд. геогр. н.; e-mail: nadin.budanceva@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геохимии ландшафтов и географии почв, ст. науч. с., канд. геогр. н.; e-mail: eacentr@yandex.ru

континентальным типом засоления, изменения классов водной миграции в полигональных ландшафтах и характера смены ландшафтов (тундровых на п-ове Явай, севере Западной Сибири и таежных в Центральной Якутии) по характеристикам химического состава подземных повторно-жильных льдов двух изученных геокриологических разрезов. Мы рассматриваем два типа засоления: континентальный (повторно-жильный лед в голоценовых отложениях озерной (аласной) вкладки на высокой террасе Мамонтовой Горы на р. Алдан) и морской (повторно-жильный лед на лаиде Гыданской губы в устье р. Монгаталянгыаха).

Результаты исследований и их обсуждение.

Полигонально-жильный комплекс в устье р. Монгаталянгыаха расположен на высокой лаиде Гыданской губы, в устье р. Монгаталянгыаха на п-ове Явай (север Гыданского п-ова). Лаида – низменное побережье северных морей, заливов и речных эстуариев-губ, затопляемых высокими (сизигийными) приливами, аналог высокой поймы. Сингенетические повторно-жильные льды залегают в песчаных отложениях. «Головы» жил расположены на глубине 0,4–0,5 м, сверху перекрыты слоем суглинка и тонким слоем торфа. Их ширина в верхней части достигает 2–2,5 м, высота составляет не менее 2–3 м. В приливно-отливной зоне наблюдаются продолжающиеся от жил канавки, под которыми на глубине 0,25 м залегают льды, представляющие собой нижние части жил, описанных в толще высокой лайды.



Рис. 1. Схема расположения участков исследования: а – полигонально-жильный комплекс в устье р. Монгаталянгыаха, б – полигонально-жильный комплекс Мамонтова Гора

Fig. 1. The scheme of study areas location: а – ice-wedge complex in the mouth of the Mongatallyangyaha River, б – ice-wedge complex of the Mamontova Gora

рует Cl^- – до 1,4 ммоль/100 г, что указывает на участие морской воды в их формировании.

В сложении льда жил, залегающих в отложениях высокой лайды, отмечена четкая дифференциация на зоны по солености и составу (рис. 2). В лед с минерализацией от 140 до 640 мг/л (рис. 2, зона 1) вложены два клина с соленостью 55–75 мг/л (зона 2) и 75–105 мг/л (зона 3). Вложение этих клиньев заметно и по цвету, и по текстуре льда жил.

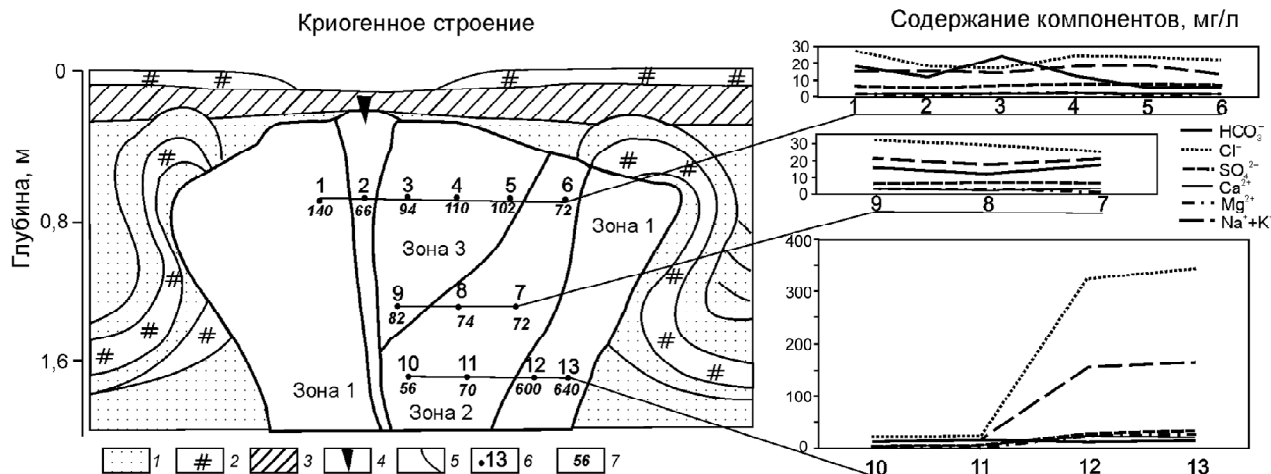


Рис. 2. Криогенное строение, минерализация и содержание ионов в полигонально-жильном льду в устье р. Монгаталянгыаха, п-ов Явай на севере Гыданского п-ова: 1 – песок, 2 – оторфованные горизонты, 3 – суглинок, 4 – росток современной жилки льда, 5 – жильный лед с разной общей минерализацией, 6 – точки отбора проб, 7 – содержание сухого остатка, мг/л

Fig. 2. The cryogenic structure, mineralization and ions composition in ice-wedge ice in the mouth of Mongatallyangyaha River (the Yavay Peninsula in the north of the Gydан Peninsula): 1 – sand, 2 – peaty horizons, 3 – loam, 4 – recent ice vein, 5 – ice-wedge ice with varying total mineralization, 6 – sampling points, 7 – solids content, mg/l

Обычно на лагунно-морских лаидах тундровой зоны, по А.И. Перельману, развиты полигональные тундровые ландшафты с соленосно-сульфидным классом водной миграции [Перельман, 1961]. Минерализация отложений высокой лайды в устье р. Монгаталянгыаха – до 0,12%, в составе солей домини-

Анализ пылицы, спор и химического состава ледяных жил позволил выявить смену фациальной обстановки в процессе формирования повторно-жильных льдов. Наиболее древняя периферийная часть жильного льда (зона 1) с более минерализованным льдом, скорее всего, формировалась в суб-

аквальных условиях, о чем свидетельствует весьма высокое содержание пылицы древесных пород (в основном хвойных) во льду – более 60% от общего числа зерен пылицы и спор, что характерно для морских фаций. Поэтому мы предполагаем, что жильный лед зоны 1 накопился с некоторым участием морских вод, в условиях полигональных ландшафтов осушки Гыданской губы. Это предположение подтверждается тем, что соотношение $\text{Cl}^-:\text{SO}_4^{2-}$ в образцах льда из зоны 1 (рис. 2) достигает максимальной для этого разреза величины 10,5–11,2. Состав льда хлоридно-магниево-натриевый.

Лед зоны 2 формировался со спорадическим участием морских вод, возможно, уже в условиях лайдового ландшафта. Об этом свидетельствует, во-первых, резкое снижение минерализации, во-вторых, снижение значений соотношения $\text{Cl}^-:\text{SO}_4^{2-}$ до 3,1–4,6. Состав льда на глубине 1,7 м хлоридно-кальциево-натриевый, на глубине 1,3 м хлоридно-магниево-натриевый. Палиноспектры из повторно-жильного льда этой зоны не фиксируют участия морских вод, их состав типичен для повторно-жильных льдов в рассматриваемом регионе.

Палинологическая характеристика зоны 3 практически идентична зоне 2, т.е. палиноспектры отражают состав пылевого дождя, выпадавшего на поверхность снежного покрова вплоть до таяния [Васильчук, 2007], в то время как минерализация несколько возрастает – до 75–105 мг/л, а значение соотношения $\text{Cl}^-:\text{SO}_4^{2-}$, наоборот, снижается до 2,4–3,0, т.е. роль морских аэрозолей в период накопления льда из зоны 3 не увеличивалась. Состав льда зоны 3 на глубине 1,3 м хлоридно-магниево-натриевый, а на глубине 0,7 м – хлоридно-натриевый и гидрокарбонатно-хлоридный магниево-натриевый.

Полигонально-жильный комплекс Мамонтова Гора расположен на высокой террасе р. Алдан, в 300 км выше устья, в пределах Центрально-Якутской низменности.

Рельеф территории осложнен термокарстовыми котловинами – аласами. Аласы – своеобразные природные ландшафты Центральной Якутии. Аласы представляют собой плоские, едва заметные замкнутые округлые или вытянутые депрессии, образовавшиеся в результате вытаивания многолетнемерзлых пород с образованием озер. Радиационный баланс озера почти в 1,5 раза больше радиационного баланса окружающей территории, а испарение с него в 3–6 раз выше, что ведет к повышению концентрации солей и утяжелению изотопного состава озерной воды. Засушливый климат Центральной Якутии способствует интенсивному испарению с водной поверхности. Высокая температура лета в сочетании с малым количеством осадков и продолжительной инсоляцией обуславливает развитие ландшафтов с хорошо развитыми лугово-степными долинами и аласными, в том числе с засоленными почвами [Еловская и др., 1966].

Повторно-жильные льды мощностью ≥ 6 м, вскрытые в обнажении Мамонтова Гора на р. Алдан, залегают в озерно-болотных вкладах в толще

высоких террас и поймы. Отложения, вмещающие льды, в разрезе представлены темно-серыми суглинками, их мощность достигает 9–12 м, сверху суглинки перекрыты 2-метровым слоем палевой супеси, иногда отделенной от суглинка прослоем торфа или сильногумусированного суглинка с растительными остатками. Головы ледяных жил залегают непосредственно под торфом. Органическое вещество (ОВ) из повторно-жильных льдов датировано ^{14}C методом AMS в диапазоне 13–19 тыс. лет назад (л.н.). Древесина из вмещающих отложений имеет радиоуглеродные датировки в диапазоне 38–35 тыс. л.н., а перекрывающий торф – 4,8 тыс. л.н. Прямое датирование ОВ из жил показало, что ледяные жилы образовались несколько позже вмещающих их отложений: их возраст меньше 20, но больше 10 тыс. лет [Vasil'chuk et al., 2004].

Величина сухого остатка во вмещающих отложениях из-за высокого содержания ОВ составляет от 0,05 до 0,1%, доминируют гидрокарбонаты. Минерализация льда жил в этом разрезе лишь в 2–5 раз меньше, чем во вмещающих породах (как правило, различия этих характеристик гораздо больше) от 80 до 476 мг/л (рис. 3). Это указывает на то, что наряду с тальми снеговыми водами в морозобойные трещины, вероятно, проникали почвенные растворы. В образцах льда с наибольшей минерализацией (≥ 300 мг/л) количество ОВ колеблется от 53 до 10–2 мг/л, присутствует много закисного железа (часто ≥ 40 мг/л). Между содержанием ОВ и количеством железа в водах деятельного слоя существует прямая корреляция [Перельман, Касимов, 1999].

Химический состав льда в основном гидрокарбонатно-кальциевый, в интервале 7,0–7,8 м гидрокарбонатно-магниево-кальциевый. Значения pH в целом по разрезу колеблются от 4,4 до 7,6. Соотношение $\text{Cl}^-:\text{SO}_4^{2-}$ варьирует от 0,5 до 3,4. В интервалах 2,8–3,0; 5,0–5,2; 5,7–5,9; 6,4–6,7 и 7,2–7,6 м преобладание иона Ca^{2+} и значение соотношения $\text{Cl}^-:\text{SO}_4^{2-} \geq 2$, вероятно, обусловлено смешением талых снеговых и надмерзлотных почвенных растворов. Возможно, в период накопления повторно-жильного льда для этих интервалов происходило засоление почв на водосборной площади аласной депрессии. В интервалах 3,0–4,3; 5,4–5,5 и 6,0–6,1 м также доминируют гидрокарбонаты и кальций, но соотношение $\text{Cl}^-:\text{SO}_4^{2-} \leq 2$, в небольшом количестве появляются ионы натрия, значения $\text{pH} \geq 7$. На глубине 7 м отмечено наиболее высокое содержание ионов магния, при этом соотношение $\text{Cl}^-:\text{SO}_4^{2-} = 0,5$. Вероятно, процессы засоления почв на водосборной площади аласа во время накопления повторно-жильного льда в этих интервалах были менее выражены. Таким образом, прослеживаются изменения классов водной миграции от слабощелочного до кислого глеевого. На заболоченность полигонального массива и засоление по континентальному типу указывает довольно высокое содержание во льду фтора (17,7 мг/л), хотя обычное содержание его в жильных льдах не превышает 0,1 мг/л [Васильчук, 1992].

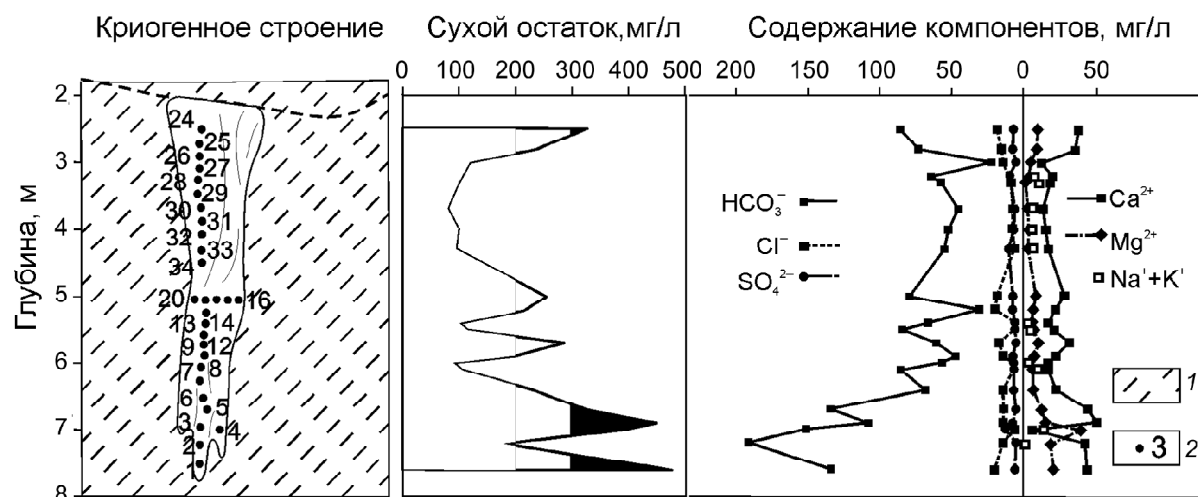


Рис. 3. Криогенное строение, минерализация и содержание ионов в полигонально-жильном льду обнажения Мамонтова Гора, Центральная Якутия: 1 – супесь, 2 – точки отбора проб

Fig. 3. The cryogenic structure, mineralization and ions composition in ice-wedge ice of the Mamontova Gora (Central Yakutia): 1 – sandy loam, 2 – sample points

Повторно-жильные льды с повышенной минерализацией изучены Дж. Брауном на Аляске в районе мыса Барроу [Brown, 1963]. Им высказано предположение, что более высокая минерализация помимо прочего определяется величиной морозобойных трещин: чем шире трещина, тем выше вероятность проникновения в лед минерализованной воды (что, по нашему мнению, маловероятно). Подземные сингенетические (т.е. синхронные осадочным вмещающим отложениям) льды морского типа засоления иногда встречаются на побережье и морской лаиде в засоленных отложениях, при этом в большинстве случаев даже в сильнозасоленных отложениях гораздо чаще распространены ультрапресные льды [Vasil'chuk, Trofimov, 1983]. Поэтому находки минерализованных льдов в этих отложениях указывают на особый режим – чаще всего это подтекание в образующиеся ледяные жилы соленой или солоноватой воды по трещинам из остаточных морских озер на лаидах или непосредственно морской воды, как, например, в зоне пляжа в устье р. Монгаталянгъяха. Наиболее засоленные участки расположены в небольших понижениях в пределах кос, где условия для испарения оптимальны [Wolfe, Dyke, 1990]. Повторно-жильный лед может быть засолен лишь на небольшом участке, при этом часть жилы остается ультрапресной. Сингенетические повторно-жильные льды в озерно-котловинных отложениях частично засолены вследствие подтока озерно-болотной воды и надмерзлотных почвенных вод.

Формирование жильного льда в устье р. Монгаталянгъяха происходило в меняющейся ландшафтной обстановке побережья Гыданской губы – рост жилы начался на осушке губы при активном накоплении песков с постоянными нагонами морской воды (такие нагоны, например, характерны сейчас для отделяющихся меромиктических водоемов на Беломорском побережье [Лисицын и др., 2013]). Вследствие испарения соленость таких отделяющихся меромиктических водоемов может быть даже

выше, чем у морской воды. Морозобойное растрескивание в прибрежной зоне привело к радиальной миграции рассолов из небольших остаточных соленых озер, что обусловило засоление отложений и высокую минерализацию льда. Тогда здесь были развиты тундровые ландшафты, периодически затопляемые солеными морскими водами, с соленосно-сульфидным классом водной миграции. Пески накопились достаточно быстро, одновременно с ними сформировался жильный лед зоны 1. Впоследствии жила росла уже за счет ультрапресных атмосферных осадков, и затем в ее строении морские воды уже не принимали участия.

Территория лаиды, скорее всего, поднялась, отделяющийся водоем заполнился песками, субаквальные ландшафты сменились супераквальными тундровыми ландшафтами на суглинистых отложениях со слабокислым глеевым классом водной миграции, начался процесс накопления ОВ в виде торфа, стали развиваться процессы оглеения. Морской тип засоления голоценовых сингенетических повторно-жильных льдов на лаиде Гыданской губы, в устье р. Монгаталянгъяха отражает локальные (в пределах фрагмента лаиды) ландшафтные изменения классов водной миграции от нейтрального сероводородного соленосно-хлоридного до слабокислого и нейтрального глеевого.

Ранее нами установлена высокая минерализация льда в береговом обнажении о. Белый и ее существенное изменение как по горизонтали, так и по вертикали [Vasil'chuk, Trofimov, 1983; Васильчук, Трофимов, 1984; Васильчук, Васильчук, 2015a]. По степени минерализации в жилах выделяется несколько зон, отражающих отдельные этапы аккумуляции льдов. Так, ледяные жилы по периферии на глубине 1,2–4,5 м наиболее минерализованы (от 816 до 1240 мг/л), лед в центральной части на глубине 0,7–3,7 м имеет минерализацию 500–800 мг/л. Снижение минерализации, очевидно, отражает постепенное изменение фациальной обстановки. Наименее

минерализованные, но все же заметно отличающиеся от более распространенных ультрапресных повторно-жильных льдов участки ледяных жил имеют минерализацию от 400 до 500 мг/л [там же]. Высокая минерализация льда жил (до 1240 мг/л) и преобладание в ионном составе хлора и натрия свидетельствуют о их субаквально формировании (или попадании небольшой доли морской воды в трещины). Поскольку в толще этой террасы встречаются также ультрапресные льды [Слагода и др., 2014] с содержанием солей 36–45 мг/л, мы связываем образование сильноминерализованных льдов с промерзанием мелкого соленого озера на поверхности, уже перешедшей в режим террасы. В этом случае можно говорить как о радиальной, так и о латеральной изменчивости гидрохимического состава ледяных жил.

Причин, препятствующих формированию сильноминерализованных сингенетических повторно-жильных льдов, множество; несмотря на это, достаточно засоленные (с минерализацией $\geq 0,2$ г/л) сингенетические повторно-жильные льды встречены в серии разрезов позднелейстоценовых и голоценовых грунтовых толщ [Vasil'chuk, Trofimov, 1983; Васильчук, Трофимов, 1984; Васильчук, 1992; Васильчук, Васильчук, 2015а, б]. А.Н. Толстов [1964] приводит данные о находке в обнажении оз. Овальное на севере Яно-Индигогирской низменности, в 120 км от моря, льда с хлоридно-натриевым засолением и сухим остатком 2910 мг/л. Этот образец оказался единичным, при повторном опробовании жил в этом районе получены значения минерализации льда 60–160 мг/л. Наличие сильноминерализованного жильного льда объяснялось ветровым переносом солей от морского побережья [там же]. Повторное опробование в местах находок сильноминерализованных жил (в обнажении оз. Овальное в Якутии, на о. Белый) продемонстрировало обычную невысокую минерализацию [Слагода и др., 2014]. Жилы в устье р. Чукочья, изученные в 1979 г. А.А. Архангеловым, в некоторых местах сильноминерализованы (до 2400–3400 мг/л, с преобладанием хлора и натрия).

Объяснение столь изменчивой минерализации заключается в вариациях ее значений даже в пределах единого полигонального массива. Очевидно, менее и более минерализованные жилы могли формироваться даже на протяжении одной и той же морозобойной трещины. Так, вблизи мелководных сильнозасоленных остаточных водоемов на поверхности, доступной для морских заплесков или экстремально высоких приливов, в трещину могли затекать более соленые воды. В результате этого на большом протяжении в трещину попадали ультрапресные воды от талого снега, а там, где эта трещина прошла по дну такого озерца, в лед попала сильноминерализованная вода, первично имеющая морскую природу. Такая же ситуация могла существовать и на континентальных озерных и речных поймах, где в экстремально жаркие летние сезоны активное испарение способствует засолению остаточных мелководных водоемов, которые уже в пос-

ледующую за этим зиму могут оказаться в зоне морозобойного растрескивания. В этом случае части ледяных жил по простиранию также будут неравномерно обогащены минерализованной водой с континентальным типом засоления. Так формируются жилы с радиальной, а также с латеральной изменчивостью гидрохимического состава льда.

Маловероятно существенное постгенетическое засоление жил солями, мигрирующими из вмещающей мерзлой толщи. Практически во всех случаях, когда были встречены сильноминерализованные жильные льды, вмещающие их отложения не отличались аномально высокой минерализацией, и, наоборот, там, где сухой остаток в водной вытяжке из вмещающих толщ превышал 0,2–0,4%, обычно залегали жильные льды с минерализацией ≤ 200 мг/л. Это свидетельствует о локальных процессах в пределах одного ландшафта, так как засоление льда без засоления вмещающих пород говорит о том, что в жилу попадала минерализованная вода из очень небольшого испаряющегося водоема, и, наоборот, например, при интенсивной испарительной концентрации и засолении почв повторно-жильные льды, формирующиеся из талой снеговой воды, ультрапресные.

Процесс почвообразования в аласных котловинах отличается некоторым своеобразием: почвы проходят в своем развитии две стадии – гидроморфную и ксероморфную [Десяткин и др., 2009]. Поскольку метаморфизм развития аласных почв циклический, формируется особенный почвенный профиль, не имеющий аналогов вне криолитозоны, с несколькими погребенными горизонтами озерно-болотного происхождения. Засоление бессточных аласов происходит постепенно за счет привноса солей поверхностными и надмерзлотными водами. Ландшафты характеризуются интенсивным биологическим круговоротом, они формируются на карбонатных лёссовидных суглинках, что определяет существенную геохимическую роль кальция. Разложение растительных остатков в почве составляет в воду углекислый газ, который, растворяясь, образует анион HCO_3^- , преобладание в водах Ca^{2+} объясняется тем, что при разложении растительных остатков он в наибольшем количестве поступает в воду [Перельман, 1961]. Торфяно-болотные почвы Якутии характеризуются застойно-промывным характером водного режима. В Центральной Якутии засоление характерно для аласных ландшафтов в пределах речных долин [Еловская и др., 1966]. Соленакпление особенно проявляется в мезопонижениях, где минерализация почв в верхних 30–40 см в среднем составляет 1,26%, в то время как на водораздельных поверхностях эта величина не превышает 0,28–0,46% [там же].

Соленакпление на участках поймы, где поверхностные воды не задерживаются и происходит отток надмерзлотных вод, проявляется лишь в небольшом накоплении карбонатов. С переходом пойменных участков в условия надпойменной террасы перенос солей сильно сокращается, в основном происходит перерас-

пределение солей по элементам микро- и мезорельефа. Таким образом, пониженные участки, на которых развиваются аласы, оказываются наиболее засоленными. Сингенетические повторно-жильные льды, сформировавшиеся с участием вод поверхностного и надмерзлотного стока, в какой-то мере фиксируют этапы засоления территории водосбора аласа.

В пользу старично-озерного происхождения повторно-жильного льда в разрезе Мамонтова гора свидетельствуют изотопные данные: значения $\delta^{18}\text{O}$ льда в верхней части жилы до глубины 6,5 м составляют от $-25,9$ до $-29,4\text{‰}$, а в нижней части жилы на глубине 6,9–7,6 м значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от $-22,7$ до $-16,5\text{‰}$ [Васильчук, 1992]. Здесь же, в нижней части жилы отмечены наибольшие значения сухого остатка и содержания ОВ. Высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ указывают на источник влаги, который, вероятнее всего, подвергался испарению. Так, старичная вода Алдана имеет значение $\delta^{18}\text{O} = -16,8\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}$ воды р. Алдан составляет $-17,7\text{‰}$. Ледяная жила начала формироваться в озерных суглинках, судя по датировкам, эпигенетически, в тот период, когда озерная вода в значительной степени была преобразована испарением. Континентальный тип засоления сингенетических повторно-жильных льдов Мамонтовой Горы отражает локальные (в пределах аласного понижения) ландшафтные изменения классов водной миграции от слабощелочного глеевого до кислого глеевого.

Полученный криогидрохимический материал свидетельствует и о возможности интерпретировать вариации химического состава сингенетических повторно-жильных льдов как отражение трансформации ландшафтных условий, так как существует радиальная и латеральная изменчивость гидрохимического состава ледяных жил.

Сложное строение сингенетических жил в засоленных морских (лагунно-морских) грунтовых толщах, дифференциация на отдельные клинья по их минерализации, повышенное содержание воднорастворимых солей (в том числе хлоридов) по сравнению с минерализацией подавляющего числа жильных льдов указывают на возможность их формирования в условиях верхней литорали губ и морей и подпитки жил из небольших остаточных соленых озер. Впоследствии, когда территория лайды перестала заливаться морской водой, повторно-жильные льды стали накапливаться за счет ультрапресных

атмосферных осадков, что указывает на смену ландшафтов. Субаквальные ландшафты, периодически затопляемые солеными морскими водами с соленосно-сульфидным классом водной миграции, сменились супераквальными тундровыми ландшафтами на суглинистых отложениях со слабокислым глеевым классом водной миграции.

Хотя зимние атмосферные осадки, точнее талая снеговая вода, служат основным поставщиком влаги для формирования сингенетических ледяных жил, в жилы иногда могут попадать воды иного происхождения – речные, старичные, озерные, прибрежно-морские, лагунные, надмерзлотные почвенные, так как полигональная система морозобойных трещин может закладываться в еще обводненном массиве. Геохимическая характеристика сингенетических повторно-жильных льдов позволяет проследить изменения классов водной миграции от слабощелочного глеевого до кислого глеевого в пределах водосборной площади аласного понижения, а также выделить особый тип континентального засоления повторно-жильных льдов.

Приведенные материалы свидетельствуют о редкой встречаемости в пределах криолитозоны сильноминерализованных повторно-жильных льдов. Анализ распределения их солёности можно использовать при палеореконструкциях фацальной обстановки формирования жил и для определения геохимических особенностей ландшафтов, особенно для определения класса водной миграции

Выводы:

– сильноминерализованные повторно-жильные льды с морским и континентальным типом засоления в пределах криолитозоны позволяют реконструировать геохимические особенности развития полигональных ландшафтов;

– морской тип засоления сингенетических повторно-жильных льдов в устье р. Монгаталянгьяха отражает локальные (в пределах фрагмента лайды) ландшафтные изменения классов водной миграции от нейтрального сероводородного соленосно-хлоридного до слабокислого и нейтрального глеевого;

– континентальный тип засоления сингенетических повторно-жильных льдов Мамонтовой Горы отражает локальные (в пределах аласного понижения) ландшафтные изменения классов водной миграции от слабощелочного глеевого до кислого глеевого.

Благодарности. Геохимические исследования и обобщение материалов (Ю.К. Васильчук, Н.А. Буданцева, Ю.Н. Чижова) выполнено за счет гранта РНФ (проект №14-27-00083), палинологический анализ (А.К. Васильчук) за счет гранта РФФИ (проект № 14-05-00930).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анисимова Н.П. Криогидрогеохимические особенности мерзлой зоны. Новосибирск: Наука, 1981. 153 с.
- Васильчук А.К. Палинология и хронология полигонально-жильных комплексов в криолитозоне России / Под ред. Ю.К. Васильчука. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2007. 488 с.
- Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций. В 2-х т.

М.: Изд. отдел. теоретических проблем РАН, МГУ, ПНИИИС. 1992. Т. 1. 420 с.; Т. 2. 264 с.

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

Васильчук А.К., Васильчук Ю.К. Инженерно-геологические и геохимические условия полигональных ландшафтов в рай-

оне устья реки Тамбей (север полуострова Ямал) // Инженерная геология. 2015б. № 4. С. 36–54.

Васильчук Ю.К., Трофимов В.Т. О находках сильноминерализованных повторно-жильных льдов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 8. С. 129–134.

Десяткин Р.В., Оконешикова М.В., Десяткин А.Р. Почвы Якутии. Якутск: Бичик, 2009. 64 с.

Дубиков Г.И. Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири. М.: ГЕОС, 2002. 246 с.

Еловская Л.Г., Коновровский А.К., Саввинов Д.Д. Мерзлотные засоленные почвы Центральной Якутии. М.: Наука, 1966. 274 с.

Лисицын А.П., Васильчук Ю.К., Шевченко В.П. и др. Изотопно-кислородный состав воды и снежно-ледяного покрова отделяющихся водоемов на разных стадиях изоляции от Белого моря // Докл. РАН. 2013. № 4. С. 467–473.

Перельман А.И. Геохимия ландшафта. М.: Географгиз, 1961. 496 с.

Перельман А.И., Касимов Н.С. Геохимия ландшафта. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1999. 610 с.

Толстов А.Н. Случаи наличия в тундре жильного льда, по химическому составу близкого к морской воде // Проблемы палеогеографии и морфогенеза в полярных странах и высокогорьях. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1964. С. 182–184.

Слагода Е.А., Курчатова А.Н., Попов К.А. и др. Криолитологическое строение первой террасы острова Белый в Карском море: микростроение и признаки криолитогенеза. Ч. 2 // Криосфера Земли. 2014. Т. 18, № 1. С. 12–22.

Brown J. Ice-wedge chemistry and related frozen ground processes, Barrow, Alaska // Proceed. Intern. Conf. on Permafrost, Lafayette, Indiana. 1963, 11–15 November. National Academy of Sciences-National research Council. Washington, D.C. USA. 1966. P. 94–98.

O'Sullivan J.B. Geochemistry of permafrost: Barrow, Alaska // Proceed. Intern. Conf. on Permafrost, Lafayette, Indiana. 1963, 11–15 November. National Academy of Sciences-National research Council. Washington, D.C. USA, 1966. P. 30–37.

Vasil'chuk Yu.K., Kim J.-C., Vasil'chuk A.K. AMS ¹⁴C dating and stable isotope plots of Late Pleistocene ice-wedge ice // Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms. 2004. Vol. 223–224. P. 650–654.

Vasil'chuk Yu.K., Trofimov V.T. Cryohydrochemical peculiarities of ice-wedge complexes in the north of Western Siberia // Permafrost. Fourth Intern. Conf. Proceedings. Fairbanks, Alaska. National Academy Press. Washington, 1983. P. 1303–1308.

Wolfe S.A., Dyke L.D. Pore Water Salinities of Coastal Sediments North Head, Richards Island, N.W.T. // Proceed. of the Fifth Canad. Permafrost Conf. Collection Nordicana. 1990. N 54. P. 51–60.

Поступила в редакцию 14.03.2016

Принята к публикации 26.07.2016

**Yu.K. Vasil'chuk¹, A.C. Vasil'chuk²,
N.A. Budantseva³, Yu.N. Chizhova⁴**

ICE-WEDGE ICE MINERALIZATION AS AN INDICATOR OF LANDSCAPE CHANGES

Rare geochemical phenomena within the polygon landscapes, namely the brackish ice wedges with marine and continental type of mineralization are described. The marine type of mineralization of the Holocene syngenetic ice wedges in the mouth of the Mongatalangyakha River in the north-western Siberia represents local (within the laida fragment) changes of water migration class from neutral hydrogen sulfide-chloride to weakly acidic and neutral gley. The continental mineralization of the Late Pleistocene syngenetic ice wedges in the Mamontova Gora section in Central Yakutia is indicative of the local (within the alas depression) changes of water migration class from slightly alkaline gley to acidic gley. Both radial and lateral variability of the chemical composition of the ice wedges was revealed.

Key words: ice mineralization, tundra and taiga landscapes, alas, layda, class of water migration, Western Siberia, Central Yakutia.

Acknowledgements. Geochemical investigations and integration of materials (Yu.K. Vasil'chuk, N.A. Budantseva, Yu.N. Chizhova) were financially supported by the Russian Science Foundation (project 14-27-00083); pollen analysis (A.C. Vasil'chuk) was financially supported by the Russian Foundation for Basic Research (project 14-05-00930).

REFERENCES

Anisimova N.P. Kriogidrogeokhimicheskie osobennosti merzloy zonyi [Cryo-hydrogeochemical features of the frozen zone], Novosibirsk: Nauka, 1981, 153 p. [in Russian].

Brown J. Ice-wedge chemistry and related frozen ground processes, Barrow, Alaska // Proceed. Intern. Conf. on Permafrost, Lafayette, Indiana. 1963, 11–15 November. National Academy of Sciences-National research Council. Washington, D.C. USA. 1966. P. 94–98.

Desyatkin R.V., Okoneshnikova M.V., Desyatkin A.R. Pochvyi Yakutii (Soils of Yakutia). Yakutsk: Bichik, 2009. 64 p. [in Russian].

Dubikov G.I. Sostav i kriogennoe stroenie merzlyih tolsch Zapadnoy Sibiri [The composition and cryogenic structure of permafrost in Western Siberia], M.: GEOS, 2002. 246 s. [in Russian].

Elovskaya L.G., Konorovskiy A.K., Savvinov D.D. Merzlotnyie zasolennyye pochvyi Tsentralnoy Yakutii [Permafrost saline soils of Central Yakutia], M.: Nauka, 1966. 274 p. [in Russian].

¹ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Landscape Geochemistry and Soil Geography, Professor, D.Sc. in Geology; *e-mail*: vasilch@geol.msu.ru

² Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Laboratory of Geoecology of the Northern Territories, Senior Scientific Researcher, D.Sc. in Geography; *e-mail*: alla-vasilch@yandex.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Landscape Geochemistry and Soil Geography, Senior Scientific Researcher, PhD in Geography; *e-mail*: nadin.budantseva@mail.ru

⁴ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Landscape Geochemistry and Soil Geography, Senior Scientific Researcher, PhD in Geography; *e-mail*: eacentr@yandex.ru

Lisitsyn A.P., Vasilchuk Yu.K., Shevchenko V.P. i dr. Izotopno-kislorodnyiy sostav vodyi i snezhno-ledyanogo pokrova otdelyayuschihsya vodoemov na raznyih stadiyah izolyatsii ot Belogo morya [Oxygen isotope composition of water and snow-ice cover of isolated lakes at various stages of separation from the White sea], 2013. N 4, P. 467–473 [in Russian].

O'Sullivan J.B. Geochemistry of permafrost: Barrow, Alaska // Proceed. Intern. Conf. on Permafrost, Lafayette, Indiana. 1963, 11–15 November. National Academy of Sciences-National research Council. Washington, D.C.USA, 1966. P. 30–37.

Perelman A.I. Geohimiya landshafta [Landscape Geochemistry, M.: Geografiz, 1961. 496 p. [in Russian].

Perelman A.I., Kasimov N.S. Geohimiya landshafta [Landscape Geochemistry], M.: Izd-vo Mosk. un-ta, 1999. 610 s. [in Russian].

Slagoda E.A., Kurchatova A.N., Popov K.A. i dr. Kriolitologicheskoe stroenie pervoy terrasyi ostrova Belyiy v Karskom more: mikrostroenie i priznaki kriolitogeneza [Cryolithology of first terrace White Island in the Kara Sea: microstructure and signs cryolithogenesis], Ch. 2, Kriosfera Zemli. 2014. T. 18, N 1. P. 12–22 [in Russian].

Tolstov A.N. Sluchai nalichiya v tundre zhilnogo lda po himicheskomu sostavu blizkogo k morskoy vode [Cases of the presence in the tundra of ice with chemical composition close to the sea water], Problemyi paleogeografii i morfogeneza v polyarnyih stranah i vyisokogore. M.: Izd-vo Mosk. un-ta, 1964. P. 182–184 [in Russian].

Vasilchuk A.C. Palinologiya i hronologiya polygonalno-zhilnyih kompleksov v kriolitozone Rossii [Palynology and chronology of polygonal ice-wedge complexes in the Russian permafrost zone] Edited by. Yu.K. Vasil'chuk. M.: Mosk. University Press., 2007. 488 p. [in Russian].

Vasil'chuk Yu.K. Izotopno-kislorodnyiy sostav podzemnyih ldov (opyit paleogeokriologicheskikh rekonstruktsiy) [Oxygen

isotope composition of underground ice experience of paleogeocryological reconstructions], V 2–h t. M.: Izd. otdel. Teoreticheskikh problem RAN. MGU, PNIIS. 1992, T. 1. 420 p. T. 2. 264 p. [in Russian].

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. Vol. 223–224. P. 650–654.

Vasilchuk A.C., Vasilchuk Yu.K. Inzhenerno-geologicheskie i geohimicheskie usloviya polygonalnyih landshaftov ostrova Belyiy (Karskoe more) [Engineering-Geological and geochemical conditions of polygonal landscapes White Island (Kara Sea)], Inzhenernaya geologiya. 2015a, N 1. P. 50–65 [in Russian].

Vasilchuk A.C., Vasilchuk Yu.K. Inzhenerno-geologicheskie i geohimicheskie usloviya polygonalnyih landshaftov v rayone ustya reki Tambei (sever poluostrova Yamal) [Engineering-Geological and geochemical conditions of polygonal landscapes near the mouth of the river Tambei (north of the Yamal Peninsula)], Inzhenernaya geologiya. 2015b, N 4. P. 36–54 [in Russian].

Vasil'chuk Yu.K., Trofimov V.T. O nahodkah silnomineralizovannyih povtorno-zhilnyih ldov [About the findings of strongly mineralized ice-wedges ice], Izv. AN SSSR. Ser. geol., 1984, N 8. P. 129–134 [in Russian].

Vasil'chuk Yu.K., Trofimov V.T. Cryohydrochemical peculiarities of ice-wedge complexes in the north of Western Siberia // Permafrost. Fourth Intern. Conf. Proceedings. Fairbanks. Alaska. National Academy Press. Washington, 1983. P. 1303–1308.

Wolfe S.A., Dyke L.D. Pore Water Salinities of Coastal Sediments North Head, Richards Island, N.W.T. // Proceed. of the Fifth Canad. Permafrost Conf. Collection Nordicana. 1990. N 54. P. 51–60.

Received 14.03.2016

Accepted 26.07.2016