

# ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ И НАЛЕДИ

УДК 551.345

doi: 10.31857/S2076673420020036

## Гетерогенное строение полигонально-жильных льдов в торфяниках Пур-Тазовского междуречья

© 2020 г. Я.В. Тихонравова<sup>1,7\*</sup>, Е.А. Слагода<sup>1-3</sup>, В.В. Рогов<sup>1,2,4</sup>, В.И. Бутаков<sup>1,3</sup>,  
А.В. Лупачёв<sup>5</sup>, А.О. Кузнецова<sup>1</sup>, Г.В. Симонова<sup>6</sup>

<sup>1</sup>Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия; <sup>2</sup>Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия;  
<sup>3</sup>Тюменский индустриальный университет, Тюмень, Россия; <sup>4</sup>Московский государственный университет имени  
М.В. Ломоносова, Москва, Россия; <sup>5</sup>Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, г. Пушкино,  
Московская область, Россия; <sup>6</sup>Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия;  
<sup>7</sup>Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия  
\*tikh-jana@yandex.ru

## Heterogeneous ices in ice wedges structure on the Pur-Taz interfluvial peatlands of the north of West Siberia

Ya.V. Tikhonravova<sup>1,7\*</sup>, E.A. Slagoda<sup>1-3</sup>, V.V. Rogov<sup>1,2,4</sup>, V.I. Butakov<sup>1,3</sup>,  
A.V. Lupachev<sup>5</sup>, A.O. Kuznetsova<sup>1</sup>, G.V. Simonova<sup>6</sup>

<sup>1</sup>Earth Cryosphere Institute Tyumen Scientific Centre, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Tyumen, Russia; <sup>2</sup>Tyumen State  
University, Tyumen, Russia; <sup>3</sup>Industrial University of Tyumen, Tyumen, Russia; <sup>4</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia;  
<sup>5</sup>Institute of Physicochemical and Biological Problems at Soil Science, Russian Academy of Sciences, Moscow region, Pushchino, Russia;  
<sup>6</sup>Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Tomsk, Russia;  
<sup>7</sup>Melnikov Permafrost Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russia  
\*tikh-jana@yandex.ru

Received August 13, 2018 / Revised June 6, 2019 / Accepted September 19, 2019

**Keywords:** Arctic peatland, closed-cavity ice, hydrochemistry, ice wedge, infiltrated-segregated ice, methane, segregated ice, radiocarbon age, texture and structure of ice.

### Summary

Structure of arctic peatlands with massive ice and structure-forming ice were studied in drained lake («khasyrey») of the Pur-Taz interfluvial (the north of West Siberia). The period of accumulation of two-meter thickness of the peat was established to be changed from 8413±90 to 897±90 years BP. Composition of the peat deposits is represented by *Betula nana*, *Sphagnum* sp., *Vaccinium oxycoccus*, *Eriophorum* sp., *Equisetum* sp. The massive ice is represented by ice wedges with large shoulders and young ice wedges. The central part of the ice wedge is composed by recrystallized crystals of ice veins. Melting zones (elongated crystals of segregated ice and closed-cavity ice) were found in the shoulders of the ice wedge and in the upper part of the young ice wedge. Young ice wedges in the central and lateral parts the main wedge have a similar structure in the cross-section, but they are built by different genetic types of ice: the ice veins or closed-cavity ice with segregated ice. Ice-rich peat contains different types of ice inclusions and subhorizontal ice belts and ice lenses. Ice lenses in the peat can be formed by the segregated ice and/or infiltrated-segregated ice. The hydrochemical composition of the ice wedges, ice lenses, surface water samples and the aqueous extract from peat was analyzed. Hydrochemical analysis did show that polygonal-core ice has basically similar composition with the present-day atmospheric precipitation and surface waters of the polygonal bath; in the area of the shoulder – the composition is intermediate between the ground waters of peat and the central part of the vein. The hydrochemical composition of the ice lenses is similar to the composition of the lake water and peat underlying the active layer. The methane concentrations and its distribution within the ice wedges, peat and lens ice were determined. The closed-cavity ice doesn't contain methane; the ice wedges with ice veins have minimal methane concentrations; large ice lenses have differentiation of methane concentrations. High concentrations of methane are typical for the frozen peat with inclusions of closed-cavity ice in the uppermost part of permafrost layer; the maximum methane concentration was determined inside the peat with ice lenses. The heterogeneous ices inside the ice wedges, distribution of hydrochemical compounds and methane distribution were conditioned by dynamics of the melting depth during the peatland formation under changing climate of the Holocene in the Arctic.

Поступила 13 августа 2018 г. / После доработки 6 июня 2019 г. / Принята к печати 19 сентября 2019 г.

**Ключевые слова:** арктический торфяник, гидрохимия, инфильтрационно-сегрегационный лёд, метан, полигонально-жильный лёд, радиоуглеродные датировки, сегрегационный лёд, структурно-текстурные характеристики льда, термокарстово-полостной лёд, элементарные жилки льда.

Изучены состав и строение голоценового торфяника возрастом от  $8413 \pm 90$  до  $897 \pm 90$  радиоуглеродных лет. В строении жилы установлены генетически разные типы льда: элементарные жилки, термокарстово-полостной, сегрегационный. Определены химический состав водно-растворимых соединений, а также концентрация метана во льду и торфе, которая связана с динамикой глубины протаивания в условиях меняющегося климата в голоцене.

## Введение

Наиболее распространённый тип залегающего подземного льда в криолитозоне — полигонально-жильный лёд, формирование которого обусловлено процессом морозобойного растрескивания верхней части толщи вместе с другими криогенными процессами: термокарстом, термоэрозией и др. Именно поэтому в строении ледяных жил участвуют разные по генезису типы льда: элементарные жилки, конжеляционные и сегрегационные льды, что неоднократно отмечалось в литературе [1]. В современных научных публикациях достаточно мало материалов, посвящённых участию разных типов льда в составе полигонально-жильного льда, особенно на основе изучения структурно-текстурных особенностей льда и других признаков его генезиса. Вместе с тем их соотношение позволяет установить не только последовательность образования жилы, но и первичность, и вторичность процессов, участвующих в её формировании.

Так, появление элементарных жилок льда связано с образованием трещин при охлаждении поверхности с последующим затеканием и замерзанием главным образом талых снеговых вод в морозобойных трещинах весной [2, 3]. Сегрегационный лёд формируется из слабосвязанной грунтовой воды и образует различные криогенные текстуры в мёрзлой толще [4–6]. Инфильтрационно-сегрегационный лёд связан с медленным промерзанием обводнённого грунта в чаше оттаивания за счёт инфильтрации воды из озера [7] или обводнённого основания сезонно-талого слоя. К подземным льдам относят также термокарстово-пещерные льды [2]. Авторы настоящей статьи считают, что льды, формирующиеся в небольших полостях протаивания,

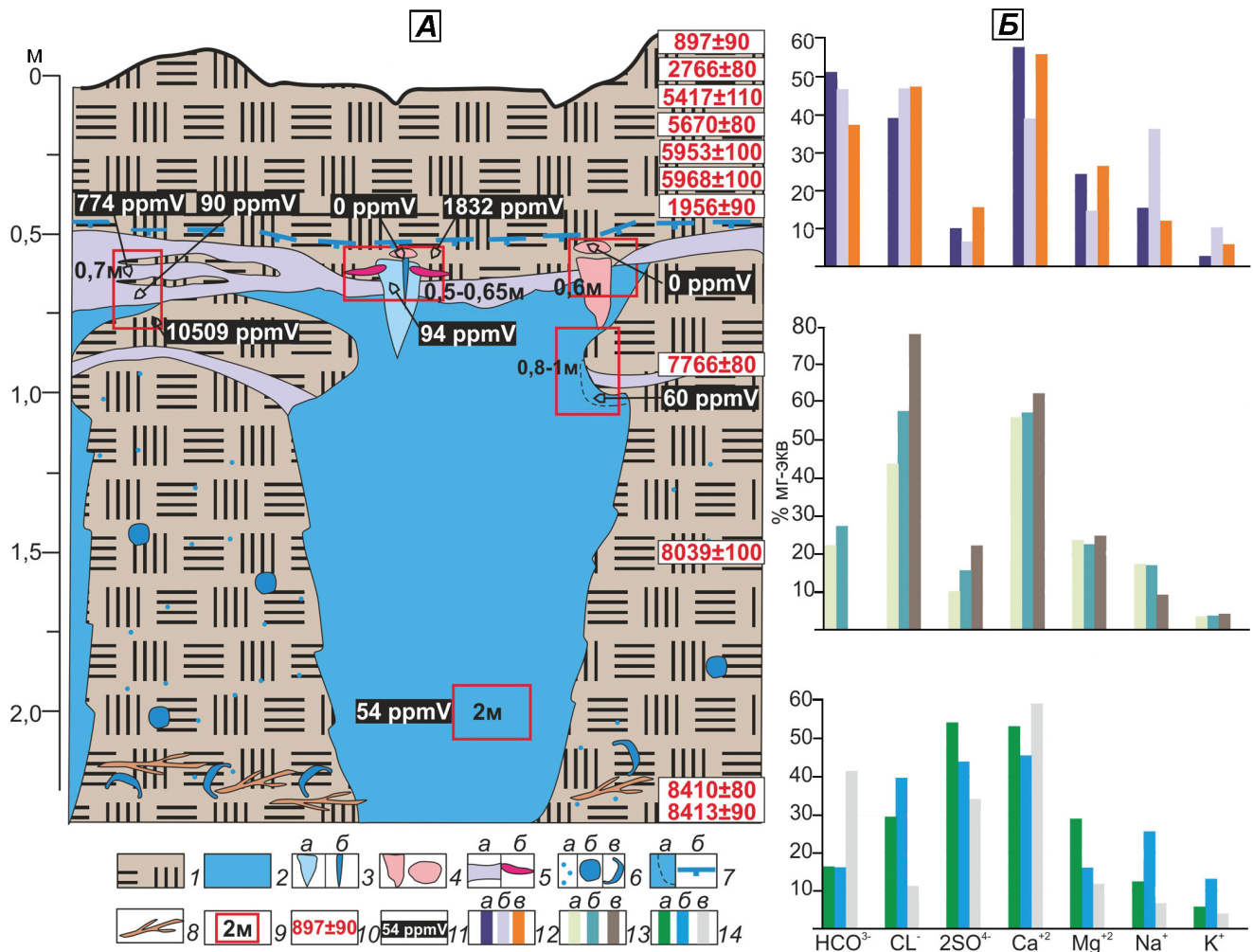
лучше называть термокарстово-полостными, поскольку отмечены значительные отличия их строения [4] от пещерных льдов.

Исследование структуры полигонально-жильного льда имеет большое значение для палеогеографических реконструкций в криолитозоне, так как лёд весьма чувствителен к изменениям условий среды и экзогенных процессов. Выделение различных типов льда в составе жилы имеет значение и при интерпретации данных об изотопном составе. Например, участие сегрегационного льда в строении жилы не позволяет правильно оценить палеотемпературу по изотопам кислорода и водорода [8].

Задачи нашего исследования — определить структурно-текстурные характеристики для разных элементов строения полигонально-жильного льда, типов льда и выявить связи их образования с изменениями условий накопления торфяника в криолитозоне («арктического торфяника», по С.М. Фотиеву [9]).

## Район и методы исследований

Для Пур-Тазовского междуречья характерны плоская, слаборасчленённая поверхность, высокая заозёрность, широкое распространение плоско- и выпуклобугристых торфяников в хасырях и долинах рек [10]. Плоскобугристый полигональный торфяник с абсолютной высотой поверхности около 7 м и относительным превышением над уровнем близлежащего озера 1–2 м был изучен в хасырее междуречья в подзоне южных тундр [11]. Здесь расчисткой В8 ( $67^{\circ}20'14,8''$  с.ш.,  $078^{\circ}55'47,1''$  в.д.) был вскрыт лёд клиновидной формы (рис. 1, А) с видимым вертикальным размером 1,7 м. Из мёрзлой толщи



**Рис. 1.** Разрез торфяника с полигонально-жильным льдом (А) и химический состав подземного льда, торфа и поверхностных вод (Б) в хасырее Пур-Тазовского междуречья:

1 – торф; 2 – полигонально-жильный лёд; 3 – росток полигонально-жильного льда (а) и элементарная жилка льда (б); 4 – термокарстово-полостной лёд; 5 – крупные шпильеры инфильтрационно-сегрегационного льда (а), тонкие шпильеры сегрегационного льда (б); 6 – криогенные текстуры: массивная (а), гнездовая (б), корковая (в); 7 – зона оттаивания (а), граница мёрзлых пород (дата определения 11.08.2017 г.) (б); 8 – стволы *Salix sp.*; 9 – места отбора монолитов; 10 – радиоуглеродный возраст (см. табл. 1); 11 – концентрация метана. Распределение катионов и анионов: 12 – озёрная вода (а), шпильер льда с глубины 0,7 м (б), водная вытяжка из торфа с глубины 0,5–0,6 м (в); 13 – воды из полигональной ванны (а), плечика полигонально-жильного льда (б), торфа с глубины 0,8–1,0 м (в); 14 – воды в овраге (а), полигонально-жильного льда (б), снега [30] (в)

**Fig. 1.** Cross section of the peatland with ice wedges (А) and chemical composition of ground ices, peat and surface water (Б) in khasyrey (drained lake) of the Pur-Taz interfluve:

1 – peat; 2 – ice wedge; 3 – young ice wedge (a), ice vein (b); 4 – closed-cavity ice; 5 – thick lenses (a), ice lenses (b); 6 – cryostructure: pore ice invisible (a), pore ice visible (b), crustal (v); 7 – melting zone (a), base of active layer (11.08.2017) (b); 8 – *Salix sp.*; 9 – monolith sampling places; 10 – radiocarbon data (tbl 1); 11 – methane concentration. Cations and anions distribution: 12 – lake water (a), lens ice at the depth of 0,7 m (b), aqueous extract from peat at the depth of 0,5–0,6 m (v); 13 – water from a low-centre polygon (a), ice on the outside edges of wedge (b), peat at the depth of 0,8–1,0 m (v); 14 – water from interpolygonal thawing ponds (a), ice wedge (b), snow [30] (v)

отобраны ориентированные монолиты льда и торфа, и в полевых условиях определена суммарная влажность  $W_{tot}$  вмещающих отложений.

Ботанический состав торфа (четыре образца) определён в Институте криосферы Земли Тюменского научного центра СО РАН микро-

скопическим методом на основе атласов-определителей [12, 13] и коллекции микропрепаратов современных растений тундры Западной Сибири.

Радиоуглеродный анализ (11 образцов) выполнен жидкостно-сцинтилляционным методом на спектрометре-радиометре Quantulus в Томском ЦКП

СО РАН (Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН). Калибровка радиоуглеродного возраста в календарный возраст выполнена в программе OxCal 3 [14]. Состав водорастворимых соединений для восьми проб определён в лаборатории НИПИ «Нефтегазпроект» (Тюменский индустриальный университет). Из свежих отфильтрованных расплавов льда и торфа выполнен химический анализ, что обеспечило сохранность естественного состава. Для определения состава льда (три пробы), поверхностных вод (три пробы) и водных вытяжек торфа (две пробы) использованы следующие методы: ионометрического титрования ( $\text{HCO}_3^{3-}$ ); титриметрии ( $\text{Cl}^-$ ); турбидиметрии ( $\text{SO}_4^{-2}$ ); атомно-абсорбционной спектроскопии ( $\text{Ca}^{+2}$ ,  $\text{Mg}^{+2}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ).

Отбор газа (девять проб) из льда и торфа проведён методом «Headspace» – дегазация в 150-миллиметровых шприцах [15]. Содержание метана определялось на газовом хроматографе ХПМ-2 в Институте физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН (г. Пушкино, Московская область). Описаны также размеры, форма и залегание жилы. Петрографическим методом [16] в Институте криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН определены структурно-текстурные особенности льда: размеры, форма кристаллов, распределение пузырьков воздуха, минеральных и органических включений. При помощи программы Crystal [17] вычислены параметры кристаллов льда в шлифах ( $n = 1813$ ): максимальная диагональ для каждого кристалла  $l_{\text{max}}$ ; средний поперечник кристаллов  $D$ , рассчитанный как средний диаметр кругов, равных по площади кристаллам; средняя площадь сечения кристалла  $S$  (с поправочным коэффициентом П.А. Шумского [2]); коэффициент различия размеров кристаллов  $C_{\text{dif}}$ , рассчитанный как отношение максимального периметра кристалла к минимальному [6].

### Строение полигонального торфяника

Изученный полигональный торфяник с видимой мощностью 2,4 м с северо-запада ограничен автомобильной дорогой, а с юго-востока – небольшим мелководным озером. За счёт стока из водопропускной трубы под дорогой началась термоэрозия по полигонально-жильной системе; дальнейшее вытаивание жил льда

привело к образованию промоин глубиной 4 м. Днище промоин заполнено водой глубиной более 1,6 м, высота бортов полигонов достигает 2,3 м от зеркала воды. Местами промоины заполнены просевшими и оползшими блоками торфа. В стенках промоин вскрыты поперечные разрезы крупных и мелких ледяных жил, разбивающих торфяник на полигоны размером от 10 до 25 м в поперечнике; образующие их трещины имеют трёхлучевое сочленение. Ширина целых межполигональных понижений – 0,7–3,8 м, превышение полигонов над понижениями – 0,1–0,6 м. Мощность сезонно-талого слоя, измеренная 11.08.2017 г., составляла: на полигонах 0,39–0,4 м, в понижениях 0,36–0,52 м. Рельеф кровли мёрзлых пород – мелковолнистый и повторяет микрорельеф поверхности.

Слои мёрзлого торфа коричневого, чёрного, охристого и тёмно-жёлтого цветов и разной льдистости изогнуты вверх вдоль бокового контакта жилы. Криогенная текстура торфа в нижней части массивная, вокруг веточек – корковая гнездовая (0,5–2,0 см); в верхней части – массивная и шлировая (тонкие ~2 см, крупные ~25 см). На глубине 0,8–1,0 м значение  $W_{\text{tot}} = 5963\%$ , на глубинах 0,55 м – 0,5%, а под талым торфом – 1214% и 797% соответственно. Талый слой с криотурбациями сложен слоистым торфом разной окраски, плотности и степени разложения растительных остатков.

По данным ботанического анализа в нижнем слое (2,3–2,0 м) торф содержит многочисленные древесные остатки *Salix sp.*, растительные остатки *Equisetum palustre L.*, *Carex rotundata Wahlenb.* и *Vaccinium uliginosum L.* В вышележащих слоях (1,5–0,8 м) выявлены колебания содержания мхов рода *Sphagnum sp.*, кустарничков *Betula nana L.*, *Vaccinium vitis-idaea L.*, травянистых растений *Eriophorum medium (Trin.) Anderss.*, *Carex rotundata*, уменьшение остатков *Equisetum Palustre*.

В талом слое торфа (0,5–0,4 м) хорошо сохранились веточки и листья мхов *Sphagnum sp.*, остатки *Carex rotundata* и *Eriophorum medium*, встречается кора *Betula nana*. В слоях торфа с глубины 0,4–0,2 м преобладают остатки травянистых *Carex globularis L.* и *Eriophorum medium*, присутствуют листья мха *Warnstorfia fluitans* и встречаются остатки *Comarum palustre L.*, *Betula nana*, *Equisetum Palustre*. На глубине 0,2–0,12 м в торфе также много листьев и веточек *Sphagnum magellani-*

Таблица 1. Радиоуглеродные датировки растительных остатков из торфяника хасырея в Пур-Тазовском междуречье

Глубина, м	Датируемый материал	Лабораторный номер	Радиоуглеродный возраст, лет	Калиброванный возраст (в программе Oxcal 3) с вероятностью	
				68,2%	95,4%
0–0,07	Растительный покров с живыми корешками	ИМКЭС-14C1488	897±90	1030–1220 cal AD	990–1290 cal AD
0,07–0,12	Торф тёмно-коричневый	ИМКЭС-14C1487	2766±80	1000–830 cal BC	1130–790 cal BC
0,12–0,2	Торф коричневый с охристым оттенком	ИМКЭС-14C1459	5417±110	4360–4040 cal BC	4460–3980 cal BC
0,2–0,26		ИМКЭС-14C1486	5670±80	4610–4360 cal BC	4710–4340 cal BC
0,26–0,34	Торф тёмно-коричневый с вкраплениями остатков неразложившихся растений	ИМКЭС-14C1456	5953±100	4950–4710 cal BC	5100–4550 cal BC
0,34–0,4	Охристые растительные остатки	ИМКЭС-14C1470	5968±100	4960–4710 cal BC	5250–4550 BC
0,4–0,55	Торф охристый слоистый автохтонный	ИМКЭС-14C1509	1956±90	90 BC –210 cal AD	200 BC –350 cal AD
0,8–0,9	Торф чёрный	ИМКЭС-14C1462	7766±80	6650–6470 cal BC	6900–6400 cal BC
1,4–1,5	Торф охристый слоистый	ИМКЭС-14C1473	8039±100	7140–6710 cal BC	7350–6650 cal BC
2,2–2,3	Веточки	ИМКЭС-14C1454	8410±80	7580–7350 cal BC	7600–7180 cal BC
2,2–2,3	Мох, вмещающий веточки	ИМКЭС-14C1477	8413±90	7580–7350 cal BC	7600–7180 cal BC

сум, установлены остатки *Carex sp.*, *Betula nana* и *Vaccinium vitis-idaea*. Почвенно-растительный слой сложен мохово-лишайниковыми сообществами местами с *Carex sp.*, *Ledum sp.*, *Rubus chamaemorus L.*, *Vaccinium vitis-idaea*. Растительность на полигонах представлена сфагново-пушицевым сообществом с примесью *Polytrichum sp.* и *Andromeda sp.* Межполигональные понижения выполнены мохово-лишайниковыми сообществами с *Ledum sp.*, *Rubus chamaemorus*, *Vaccinium vitis-idaea* и *Andromeda sp.* Согласно радиоуглеродным датировкам, накопление торфяника происходило в течение голоцена; на глубине 0,4–0,55 м отмечена дата, нарушающая стратиграфическую последовательность (табл. 1).

### Строение полигонально-жильного льда

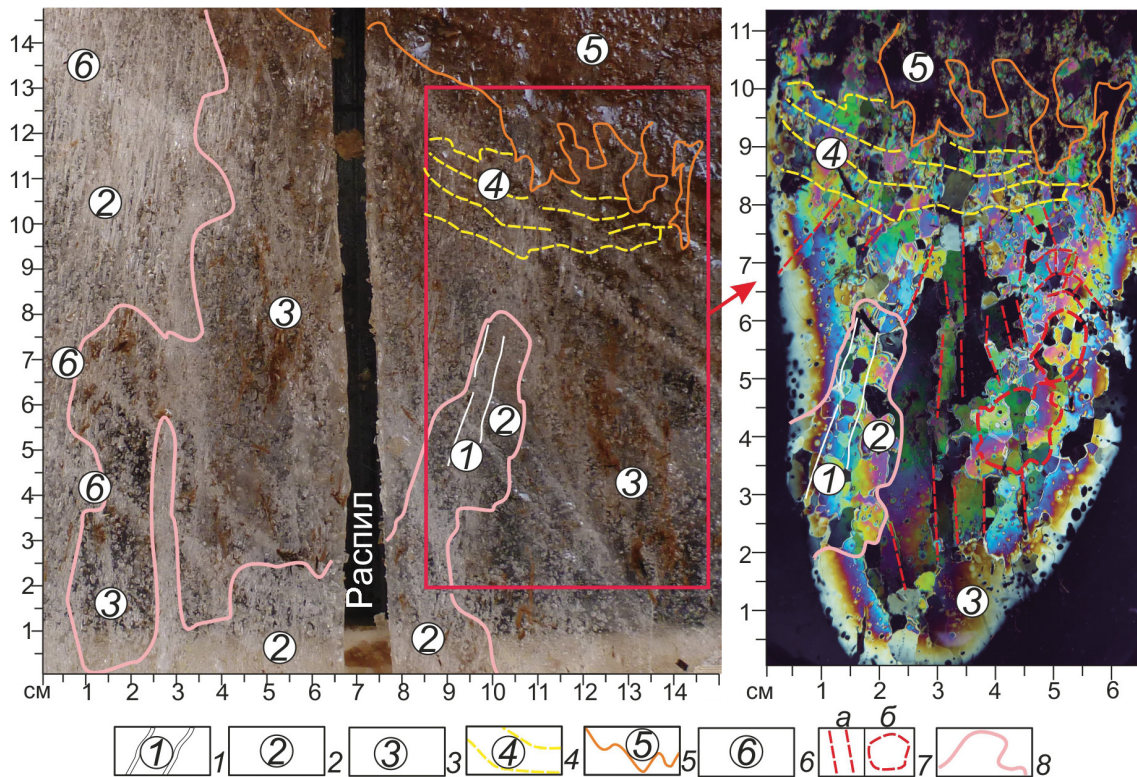
В расчистке В8 вскрыт полигонально-жильный лёд в виде клина с широкими плечиками (см. рис. 1, А). Часть жилы уходит под воду, надводная часть составляет 1,7 м, подводная – 1,6 м; ширина вверху – 2,2–2,3 м. В зоне крупных плечиков на глубине 0,8 м ширина жилы уменьшается до 1,2 м, а на глубине 1,5 м увеличивается до 2,0 м. Лёд жилы имеет отчётливую вертикальную полосчатость, образованную чередованием прожилков прозрачного льда и белёсого за счёт пузырьков воздуха. Боковые контакты жилы местами имеют узкую (2–4 см) кайму прозрачного льда. В плечике жилы выделена зона частично-

го протаивания (толщиной 5–6 см), отличная от основного тела жилы и представленная мутным светло-коричневатым льдом с рассеянными растительными остатками (рис. 2).

Кровля жилы неровная, волнистая, с зоной прозрачного льда, содержащего вертикально вытянутые пузырьки воздуха (толщиной до 8 см). В верхней части жилы отмечены два выступа клиновидной формы, похожие на ростки полигонально-жильного льда. Над кровлей жилы и над ростками в торфе присутствуют изометричные и неправильной формы включения (размером 5–15 см и более) прозрачного льда с пузырьками воздуха и горизонтальными швами. К жиле в кровле и к её плечикам присоединены волнистые шпирьы льда (толщиной от 2 до 25 см) слабо изогнутые вниз или вверх по отношению к жиле и вверх под полигоном. Осмотр и описание расчистки позволили выделить следующие ледяные элементы разреза: центральную часть жилы со свойственной полосчатой текстурой; крупные плечики жилы; два клиновидных ростка и шпирьы льда, присоединённые к жиле.

### Структурно-текстурные характеристики

**Полигонально-жильный лёд.** Центральная часть жилы на глубине 2,0 м имеет вертикально-полосчатую текстуру, сформированную круглыми и цилиндрическими пузырьками воздуха, зажатыми между кристаллами элементарных



**Рис. 2.** Текстура и структура плечика полигонально-жильного льда.

1 – элементарные жилки с осевым швом; 2 – перекристаллизованные элементарные жилки; 3 – термокарстово-полостной лёд; 4 – слои сегрегационного льда; 5 – граница торфа; 6 – наложенные трещины напряжения; 7 – ориентация кристаллов: линейная (а), радиально-концентрическая (б); 8 – граница зоны оттаивания

**Fig. 2.** Structure and texture of ice wedge shoulder.

1 – ice veins with the axial seam; 2 – recrystallized ice veins; 3 – closed-cavity ice; 4 – bed of segregated ice; 5 – peat borderline; 6 – stress crack; 7 – crystal growth direction: linear (a), radial-concentric (b); 8 – borderline of melting zone

жилок. Во льду также отмечены секущие наклонные и диагональные «полосы» круглых мелких пузырьков во льду. Лёд содержит редкие обрывки растительных остатков. Основной массив льда формируют однородные по размеру кристаллы изометричной слабоудлинённой формы (табл. 2).

*Плечико жилы* на глубине 0,8–1,0 м имеет вертикально-полосчатую текстуру. На контакте с торфом выделена зона частичного протаивания, выполненная мутным коричневатым льдом с извилистой нижней границей и многочисленными растительными остатками. Лёд в плечевой зоне жилы пересечён отдельными косыми полосами из параллельных друг другу пузырьков воздуха (см. рис. 2). Лёд жилы с полосчатой текстурой слагают изометричные однородные по размеру кристаллы. В зоне протаивания, на контакте с торфом, в структуре выделены тонкие слои из призматических ориентированных параллельно друг другу кристаллов, слабо вытянутых в гори-

зонтальной плоскости. Также в зоне протаивания, главным образом на участках прозрачного льда, в вертикальном срезе установлены неодинаковые по размеру длинные призматические параллельно ориентированные кристаллы и изометричные кристаллы, формирующие радиально-концентрическую текстуру (см. рис. 2 и табл. 2).

*Лёд в кровле жилы* на контакте с перекрывающим торфом и широм льда имеет белёсый цвет из-за большого количества вертикально направленных слабовытянутых и круглых пузырьков воздуха с редкими растительными остатками. Он сложен кристаллами, образующими характерную вертикально-полосчатую текстуру, на верхнем контакте жилы со широм льда кристаллы увеличены в размерах (см. табл. 2).

Основной массив кристаллов полигонально-жильного льда представлен элементарными жилками разной степени перекристаллизации. В кровле жилы, на контакте со широм льда, кри-

Таблица 2. Количественные параметры кристаллов льда жилы и шпиров

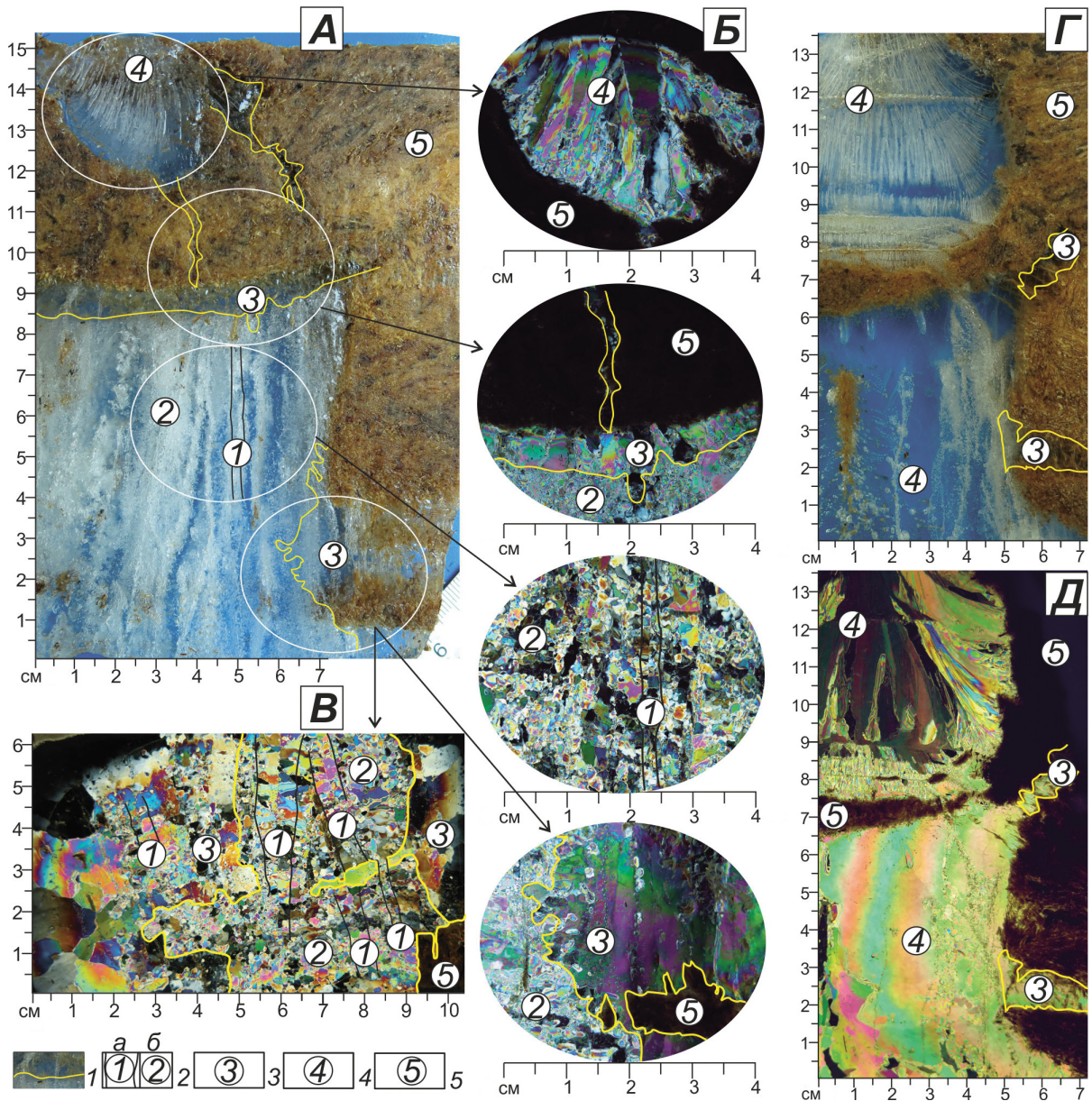
Элемент строения жилы	Генетический тип льда	Примечание	Параметры*			
			$l_{\max}$ , см	$D$ , см	$S$ , см <sup>2</sup>	$C_{diff}$
Центр жилы, 2,0 м	Основной массив кристаллов**	Вертикальный и горизонтальный срезы	0,09–0,9	0,3–0,4	0,05–0,1	7–8
	Элементарные жилки		0,09–0,8	0,2–0,3	0,04–0,05	3–7
Основной массив кристаллов**	0,1–1,3		0,3–0,4	0,09–0,1	4–11	
Элементарные жилки	0,1–0,8		0,2–0,4	0,01–0,08	3–5	
Плечико жилы, 0,8–1,0 м	Сегрегационные лёд	Вертикальный срез	0,2–0,9	0,6	0,1	6–11
		Горизонтальный срез	0,2–1,9	0,6	0,3	
	Термокарстово-полостной лёд	Линейная текстура	0,3–5,1	1,1	1,0	16
		Радиально-концентрическая текстура	0,3–1,9	0,6	0,2	
Кровля жилы	Основной массив кристаллов**	Вертикальный срез	0,1–0,7 до 1,4	0,3 до 0,7	0,07 до 0,4	6
Росток 1, 0,5–0,65 м	Элементарные жилки	Вертикальный и горизонтальный срезы	0,2 до 0,9	0,3–0,4	0,06–0,1	3–4
	Основной массив кристаллов**		0,07 до 0,9	0,2–0,3	0,05	12
	Сегрегационный лёд	Кровля ростка	0,4–1,4	0,7	0,4	3
Тонкие шпиров льда	Сегрегационный лёд	Горизонтальный срез	0,4–3,2	1,1	0,9	7
Росток 2, 0,6 м	Термокарстово-полостной лёд	Вертикальный срез	0,4–5,2	1,1	0,9	14
		Горизонтальный срез	1,0–4,8	1,9	3,0	5
Линзы льда	Сегрегационный лёд	Вертикальный срез	0,3–1,0	0,5	0,2	4
Включения льда в торфе	Термокарстово-полостной лёд	Крупные кристаллы	0,3–3,7	0,6–1,5	0,3–1,7	4–5
		Мелкие кристаллы	0,2–0,6	0,2	0,03	2
Крупные шпиров льда, 0,7 м	Сегрегационный лёд	Слой 4	0,4–2,1	1,0	0,7	7
	Инфильтрационно-сегрегационный лёд	Слой 3	0,5–2,4	0,9	0,6	5
		Слой 2	0,5–2,8	1,1	0,9	6
		Слой 1	1,5–7,0	2,3–3,2	4,3–8,0	2–3

\* $l_{\max}$  – максимальная диагональ кристалла;  $D$  – средний поперечник кристаллов;  $S$  – средняя площадь кристаллов;  $C_{diff}$  – коэффициент различия размеров кристаллов. \*\*Основной массив кристаллов формируют элементарные жилки разной степени перекристаллизованности.

сталлы элементарных жилок имеют самые крупные размеры по сравнению с основным массивом (см. табл. 2). В зоне частичного протаивания в плечике выделены: длинные кристаллы термокарстово-полостного льда, свойственные льдообразованию из свободной воды; тонкие слои кристаллов сегрегационного льда, характерного для формирования из слабосвязанной воды, мигрирующей из торфа к фронту промерзания, т.е. к ледяной жиле; секущие полосы, вероятно наложенные трещины напряжения (см. рис. 2).

**Ростки в центральной и боковой частях полигонально-жильного льда** имеют схожую клиновидную форму и сложены белёсым льдом. По бокам к росткам примыкают тонкие шпиров и линзы льда толщиной до 0,5 см. Ростки перекрыты торфом с овальными включениями прозрачного льда со слоистой и радиально-лучистой текстурой.

Лёд ростка 1 в центральной части жилы на глубине 0,5–0,65 м имеет вертикально-полосчатую текстуру и нечёткую горизонтальную слоистость, обусловленную чередованием прозрачного и белёсого льда. В кровле ростка выражена зона прозрачного льда (0,5 см) в виде слабо вогнутой вниз полосы (рис. 3, А). Росток 1 сложен однородными по размеру кристаллами элементарных жилок. Поскольку эти жилки сливаются, пересекаются и дробят друг друга, основной массив неоднороден по размеру кристаллов, что отличает его от ранее описанной центральной части крупной жилы (см. табл. 2). Кровля ростка 1 сложена прямоугольными, слабоудлинёнными однородными по размеру кристаллами, вытянутыми по нормали к нижней границе зоны (см. табл. 2). Сбоку из торфа в росток внедряются тонкие шпиров льда, их однородные по размеру кристаллы в разрезе вытянуты вертикально по отношению к поверхности, а в плане – параллельно поверхности (см. рис. 3, Б и табл. 2). Лёд тонких шпиров пересекает и прерывает часть элементарных жилок, а отдельные элементарные жилки пересекают кристаллы шпиров (см. рис. 3, В).



**Рис. 3.** Текстура и структура льда ростков в верхней части полигонально-жильного льда.

Росток 1 в центральной части жилы в вертикальном срезе: текстура (А) и структура в поляризованном свете (Б); в горизонтальном срезе – структура в поляризованном свете (В). Росток 2 в боковой части жилы в вертикальном срезе: текстура (Г) и структура в поляризованном свете (Д). 1 – границы типов льда и торфа; 2 – элементарные жилки (а), перекрытосталлизованные элементарные жилки (б); 3 – сегрегационный лёд; 4 – термокарстово-полостной лёд; 5 – торф

**Fig. 3.** Structure and texture of young ice wedges in uppermost part of ice wedge.

The young ice wedge 1 in central part of the ice wedge (vertical cross section) – structure (A) and polarized ice crystal morphology (B); polarized ice crystal morphology (horizontal cross section) (B). The young ice wedge 2 in on the outside edges of ice wedge (vertical cross section) – structure (G) and polarized ice crystal morphology (D). 1 – borderline of ice types and peat; 2 – ice veins with the axial seam (a), recrystallized ice veins (б); 3 – segregated ice; 4 – closed-cavity ice; 5 – peat

Лёд ростка 2 в боковой части жилы на глубине 0,6 м – мутный и прозрачный, содержит большое количество удлинённых мелких пузырьков воздуха, подчёркивающих радиально-лучистую текстуру. Сбоку к ростку 2 примыкают

короткие линзы льда длиной до 5 см и высотой до 0,5 см. Вверху ростка в текстуре выделена зона прозрачного льда с крупными цилиндрическими пузырьками воздуха без чёткой нижней границы, в структуре эта зона не выражена (см.



рис. 3, Г). Лёд ростка 2 выполнен удлинёнными кристаллами, формирующими радиально-лучистую текстуру (см. рис. 3, Д). Клиновидные ростки отличаются по структурно-текстурным характеристикам льда. В ростке 1 преобладают кристаллы элементарных жилок, а строение ростка 2 характерно для термокарстово-полостного льда [2, 4, 17]. Признаки, приведённые для кристаллов льда в тонких шлирах льда во вмещающем торфе, в кровле ростков и в горизонтальных прослоях прозрачного льда ростка 1, характерны для сегрегационного льда.

**Включения льда с радиально-лучистой текстурой в торфе** размером от 5–10 до 30–60 см расположены в пределах межполигонального понижения над ледяной жилой и её ростками (см. рис. 1, А). Эти овальные включения льда соединены с ростками жилы тонкими каналами, заполненными льдом. Однородные кристаллы (см. табл. 2) образуют радиально-лучистую текстуру (см. рис. 3, А, Б). Над ростком 2 такое овальное включение льда отличается присутствием внизу тонкой и частой горизонтальной слоистости, образованной швами смыкания мелких однородных по размеру кристаллов с горизонтальными цепочками круглых пузырьков воздуха, которые разделяют слои льда с цилиндрическими пузырьками (см. рис. 3, Г, Д и табл. 2). Лёд включений по всем признакам образован из свободной воды в замкнутых полостях и отнесён к термокарстово-полостному. Различия параметров кристаллов связаны с размерами включений льда в торфе: чем больше полость, тем крупнее кристаллы [17]. Частая горизонтальная слоистость, вероятно, связана с перерывами в льдовыделении.

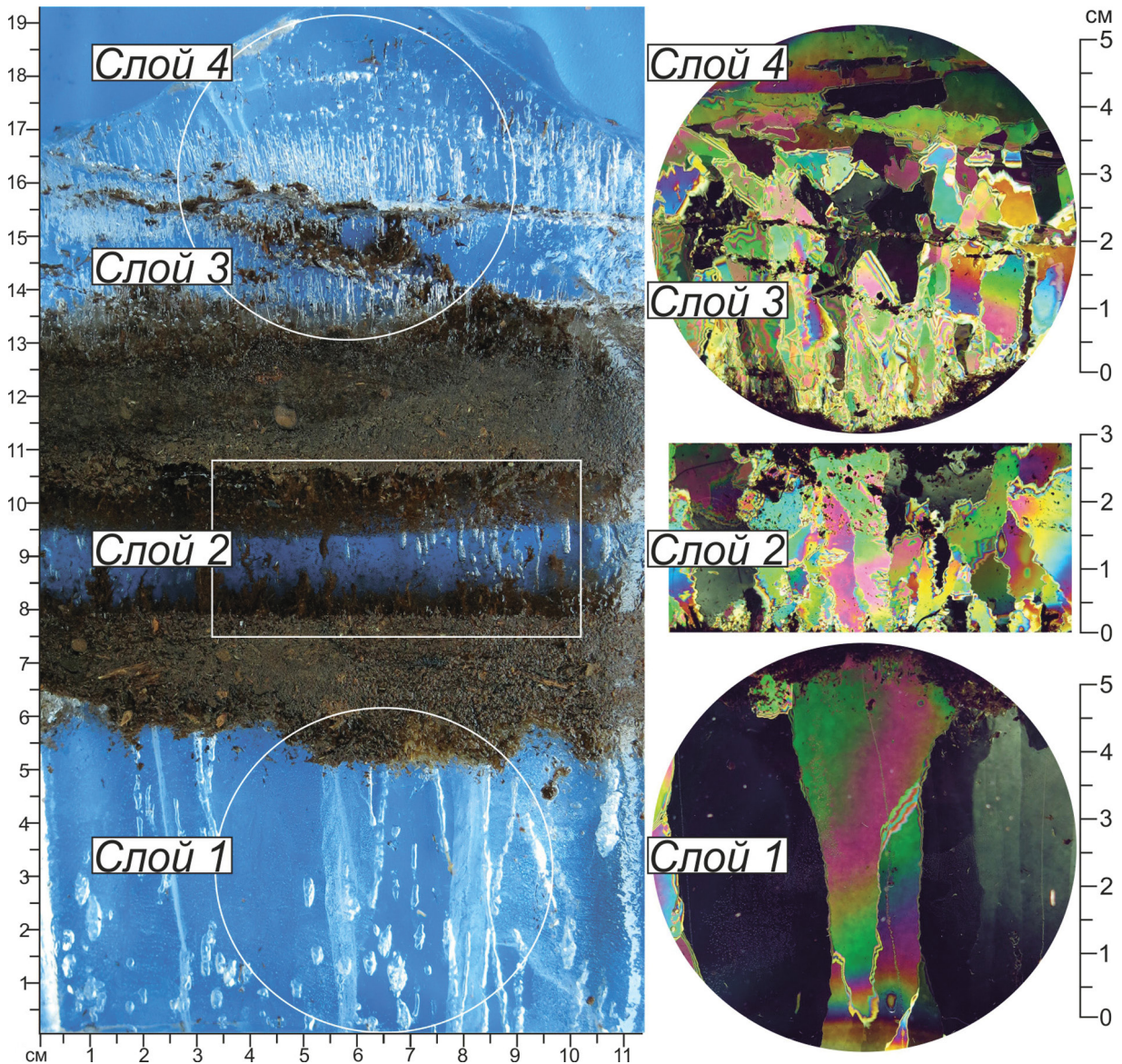
**Шлир льда в торфе** на глубине 0,7 м толщиной 20–25 см залегает на неровной кровле жилы. Лёд шлира разделён линзами торфа на отдельные слои: сверху – 2–6 см, внизу – 10 см (рис. 4). Лёд шлиров – прозрачный, с крупными вертикально вытянутыми пузырьками воздуха. Вокруг включений и линз торфа крупные трубчатые пузырьки образуют радиально-лучистую текстуру, а мелкие круглые пузырьки концентрируются в чётких горизонтальных швах с зашемлённым растительным детритом. Лёд шлира различается по кристаллическому строению и образует слои (см. рис. 4 и табл. 2). Нижний *слой 1* слагают вертикально ориентированные

длинно-призматические однородные по размеру кристаллы. В *слое 2* вокруг линз торфа однородные по размеру кристаллы с зубчатыми гранями образуют радиально-лучистую текстуру. В *слое 3* располагаются вертикально ориентированные однородные по размеру кристаллы с зубчатыми гранями и горизонтальными швами смыкания, которые образуют слоистость. Верхний *слой 4* слагают однородные по размеру кристаллы, вытянутые горизонтально вдоль шва из пузырьков газа. Лёд крупных шлиров контрастно отличается от подстилающего вертикально-полосчатого льда жилы по структурно-текстурной характеристике. Эти шлиры по структуре и параметрам кристаллов подобны кристаллам льда водоёмов [18] и сопоставимы с кристаллами инфильтрационно-сегрегационного льда [7].

## Обсуждение результатов

Значительная часть исследованного в хасырее Пур-Тазовского междуречья мёрзлого торфяника с полигонально-жилыми льдами образовалась в тёплый и влажный атлантический период – оптимум голоцена [19] (см. табл. 1). В течение этого периода голоцена двухметровая толща торфа сформировалась за ~2,8 тыс. лет в интервале от 7,3 до 4,5 тыс. cal BC. Нижняя часть современного деятельного слоя с повышенной плотностью торфа и криотурбациями накопилась в период суббореального похолодания с влажными условиями (см. табл. 1). В разрезе отсутствуют датировки в интервале ~4,5–1,5 тыс. cal BC, что характерно для мощных торфяников Ямало-Гыданской провинции [20, 21]. Верхние слои торфа накоплены в периоды, характеризующиеся частыми колебаниями климата [19] (см. табл. 1). Поскольку мощность верхнего слоя составляет всего 0,2 м, вероятно, в суббореальный и субатлантический периоды скорость накопления торфа снизилась или торф был размыв (см. табл. 1). На глубине 0,55–0,4 м над включениями термокарстово-полостного льда датировка торфа 200 cal BC–350 cal AD нарушает стратиграфическую последовательность (см. табл. 1), что, по нашему мнению, может быть связано с попаданием мхов с поверхности в открытую полость протаивания.

На основании анализа макростроения, структурно-текстурных характеристик и химическо-



**Рис. 4.** Текстура и структура шпиря льда в вертикальном срезе  
**Fig. 4.** Structure and texture of ice lens in vertical section

го состава льда в строении мёрзлого торфяника установлены следующие ледяные образования: включения радиально-лучистого льда в полостях в торфе; шпиря льда; полигонально-жильный лёд с ростками. Овальные и неправильной формы полости в торфе заполнены термокарстово-полостным льдом. Характерная черта этого льда — радиально-лучистая текстура, образующаяся при всестороннем промерзании полости. Размеры его кристаллов зависят от размера полости, количества и скорости промерзания свободной воды в осенне-зимний период, когда отрицательная температура вмещающего мёрзлого

торфа наиболее высока [2, 4, 17]. Горизонтальные швы смыкания кристаллов в нижней части термокарстово-полостного льда указывают на перерывы в льдовыделении при одностороннем промерзании снизу в начальный этап роста льда. Отсутствие метана в термокарстово-полостном льду в торфе связано с его миграцией в атмосферу из открытой полости в тёплый сезон.

Тонкие шпиря льда толщиной до 2 см, залегающие в верхней части торфа, сложены сегрегационным льдом. При медленном промерзании слабосвязанной внутригрунтовой воды происходил рост кристаллов сегрегационного

льда, которые раздвигали вмещающий рыхлый торф [4]. Крупные шпирь льда толщиной до 25 см в полигональном торфянике и над кровлей жилы сложены инфильтрационно-сегрегационным льдом. Образование вытянутых по вертикали зубчатых кристаллов связано с инфильтрационно-сегрегационным механизмом формирования [7]: достаточным притоком воды за счёт инфильтрации; скоплением её в рыхлом неразложившемся влагоёмком торфе в понижениях верхней границы мёрзлых пород; сегрегационным льдовыделением при низкой скорости кристаллизации. В верхних слоях льда шпиров отмечена слоистость, образованная швами смыкания кристаллов, что связано с перерывами или замедлением роста кристаллов. В крупных шпирях радиально-лучистая текстура льда вокруг линз торфа обусловлена их всесторонним промерзанием. На инфильтрацию воды в слой сезонного протаивания с поверхности торфяника указывает гидрокарбонатно-хлоридный, натриево-кальциевый состав льда крупного шпиря, сходный как с озёрной водой, так и с составом внутригрунтовой воды перекрывающего торфа на глубине 0,5–0,6 м (см. рис. 1, Б). Низкая концентрация метана (90 ppmV) в нижней части крупного шпиря, по-видимому, связана с формированием шпиров преимущественно за счёт инфильтрационной воды и оттаявшей части ледяной жилы. Высокая концентрация метана (774 ppmV) в верхней части шпиря между линзами торфа (см. рис. 1, А), вероятно, обусловлена сегрегационным льдообразованием за счёт слабосвязанной внутригрунтовой воды и миграцией газа из торфа [22].

Полигонально-жильный лёд в расчистке В8 следует отнести к сингенетическому типу, поскольку в его строении отмечаются плечики и ростки. Лёд сложен главным образом элементарными жилками, которые содержат мелкие кристаллы льда. Отличительная черта элементарной жилки – вертикальный осевой шов смыкания кристаллов, который формируется при быстром льдовыделении в условиях самых низких отрицательных температур стенок трещины [3]. Однако при длительном нахождении льда жилы в слое годовых колебаний отрицательных температур возможна его перекристаллизация (метаморфизация) [6], поэтому кристаллы более древних элементарных жилок

округлились и увеличились в размерах (до трёх раз). При этом сохранились осевые швы, формирующие полосчатую текстуру льда. В кровле под крупным шпиром льда, вероятно за счёт перекристаллизации при отепляющем воздействии талых перекрывающих пород, отмечено гораздо большее увеличение кристаллов элементарных жилок (до 4–5 раз). Источник воды для формирования элементарных жилок достаточно ясен: хлоридно-сульфатный и натриево-кальциевый состав их схож с составом современных атмосферных осадков [23] и воды из полигональной ванны (см. рис. 1, Б).

В плечике жилы установлены крупные кристаллы сегрегационного льда и ещё более крупные – термокарстово-полостного льда, что указывает на протаивание жилы с боков, а затем медленное промерзание свободной воды с образованием длинных вытянутых кристаллов (см. рис. 2). В их формировании участвовала слабосвязанная торфяная вода, что подтверждает гидрокарбонатно-хлоридный и магниевый состав льда плечика – смешанный между составом водной вытяжки из мёрзлого торфа и гидрохимическим составом льда центральной части жилы (см. рис. 1, Б). Ростки полигонально-жильного льда сложены разными типами льда. Росток 1 в центральной части жилы сложен кристаллами элементарных жилок льда. В его строении участвует также сегрегационный лёд тонких шпиров льда, проникающих в виде прерывистых горизонтальных прослоев в росток (см. рис. 3, В) и кровлю ростка. Росток 2 в боковой части жилы представлен кристаллами термокарстово-полостного льда, к которому примыкает сегрегационный лёд линз в торфе.

Таким образом, полигонально-жильный лёд в данной расчистке имеет весьма сложное строение и представлен разными генетическими типами льда (элементарными жилками, термокарстово-полостным, сегрегационным), что доказывает участие различных механизмов его формирования. Сочетание этих типов льда в составе жилы обусловлено различными криогенными процессами в период формирования торфяника в условиях изменяющегося климата голоцена, который также повлиял на скорость и характер накопления торфа. Согласно полученным данным, рост сингенетических жил в исследуемом районе протекал в результате мо-

розобойного растрескивания и проходил в атлантический, суббореальный и субатлантический периоды голоцена. Продолжается он и в настоящее время, о чём свидетельствуют строение льда, а также сходство химического состава расплавов льда, современных атмосферных осадков [23] и воды из полигональной ванны (см. рис. 1, Б). Однако, помимо процесса морозобойного растрескивания, в формировании жилы участвовали процессы локального термокарста, вызвавшие частичное протаивание её с боков и в кровле при образовании ростка из термокарстово-полостного льда. Частичное протаивание с образованием крупных выступов и сужений жилы, преобразование структуры льда, включение в состав жилы внутригрунтовой воды в виде сегрегационного льда в плечике, вероятно, произошло в максимально тёплый, влажный этап атлантического периода — от 6000 до 5500 л.н. [19], а дальнейший рост и расширение жилы продолжались за счёт морозобойного растрескивания в суббореальный период (см. табл. 1). При возобновлении промерзания толщи и роста жилы в зоне частичного протаивания плечика сначала из свободной воды формировался термокарстово-полостной лёд, а затем — сегрегационный за счёт слабосвязанной воды торфа, о чём свидетельствует также смешанный состав льда жилы в зоне плечика (см. рис. 1, Б). Снижение и образование вогнутой волнистой кровли льда жилы, опускание границы мёрзлых пород под полигонами также обусловлены термокарстом, который, вероятно, был связан с подъёмом уровня воды в озере и подтоплением торфяника. В это же время в межполигональных понижениях верхней части жилы и под полигонами за счёт инфильтрации скапливалась свободная поверхностная вода, что привело к перекристаллизации элементарных жилок в кровле жилы. Несмотря на развитие термокарстового процесса, морозобойное растрескивание торфяника продолжалось, на что указывает формирование ростка жилы, сложенного не только кристаллами элементарных жилок, но и сегрегационного льда.

В этот же период при постепенном промерзании в осенне-зимнее время из объёма свободной и слабосвязанной внутригрунтовой воды могли сформироваться инфильтрационно-сегрегационные шлиры льда, выпуклые под полигонами, и термокарстово-полостные льды в виде

клины в кровле жилы. Гидрохимический состав льда шлиры схож с составом воды из рядом расположенного озера и перекрывающего торфа с глубины 0,5–0,6 м (см. рис. 1, Б), что указывает на участие озёрной воды в образовании крупных шлиров льда. Вероятнее всего шлиры над кровлей жилы и ростки из термокарстово-полостного льда и элементарных жилок сформировались в субатлантический период голоцена (см. табл. 1), отличающийся резкими колебаниями климатических условий [19]. Включения термокарстово-полостного льда в торфе вблизи нижней границы сезонно-талого слоя могли возникнуть на фоне современного потепления последних лет [24].

При изучении содержания метана во льду и вмещающем мёрзлом торфе установлена его крайняя неравномерность (см. рис. 1, А). Максимальное его содержание отмечается во вмещающем мёрзлом торфе, вблизи крупных шлиров льда, — 10 509 ppmV; под подошвой сезонно-талого слоя оно равно 1832 ppmV. Для крупных шлиров инфильтрационно-сегрегационного льда характерна дифференциация содержаний метана: 90 и 774 ppmV. В полигонально-жильном льду и его ростке метан имеет низкую концентрацию — 54–94 ppmV, что связано с их формированием в основном за счёт атмосферных осадков. Полностью отсутствует метан во включениях термокарстово-полостного льда над кровлей жилы. Всё это показывает зависимость распределения метана во льду от типа льдообразования. Высокая концентрация метана в шлирах указывает на участие в льдообразовании слабосвязанной воды из торфа, а отсутствие метана в термокарстово-полостном льду — на его миграцию в атмосферу из открытой полости.

## Выводы

1. Подземный лёд и вмещающие его торфяники в хасырее Пур-Тазовского междуречья формировались в атлантический период голоцена. Процесс этот продолжается и в настоящее время. Для торфяников севера Ямало-Гыданской провинции отсутствуют датировки конца суббореального — начала субатлантического периодов.

2. В строении полигонально-жильного льда торфяника на основании структурно-текстур-

ных характеристик льда, химического состава и распределения метана установлены разные генетические типы льда: элементарные жилки, термокарстово-полостной, сегрегационный льды, что подтверждает сочетание разных механизмов формирования жилы.

3. Гетерогенные льды в составе жилы в данной расчистке отражают динамику глубины протаивания и процессы локального термокарста, сопровождавшие накопление торфяника и развитие полигонально-жильной системы в условиях изменяющегося климата голоцена.

4. Клиновидные ростки в кровле жилы могут быть сложены как элементарными жилками, так и термокарстово-полостным льдом, что подтверждает рост жилы не только на фоне морозобойного растрескивания, но и термокарста. Присутствие термокарстово-полостных льдов в виде ростков полигонально-жильного льда необходимо учитывать при интерпретации данных по изотопному составу и реконструкции палеосреды.

5. Крупные шлиры льда в торфе сложены инфильтрационно-сегрегационным и сегрегационным льдами, образование которых свя-

зано с инфильтрацией поверхностной воды и сегрегационным льдовыделением при промерзании обводнённого надмерзлотного слоя торфа. Формирование этих шлиров льда определяется динамикой глубины протаивания в голоцене и, вероятно, способствует накоплению метана в верхней части разреза мёрзлых пород.

**Благодарности.** Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Ямало-Ненецкого автономного округа в рамках научного проекта № 18-45-890013 (р\_а), РФФИ № 18-35-00031 (mol\_a) и № 18-05-70091. Авторы выражают благодарность Е.М. Ривкиной за помощь в проведении аналитических исследований.

**Acknowledgments.** The reported research was funded by Russian Foundation for Basic Research (RFBR) and the government of the region of the Russian Federation (Yamalo-Nenets Autonomous district), grant № 18-45-890013 (r\_a), grant RFBR № 18-35-00031 (mol\_a), and № 18-05-70091. Authors kindly acknowledge Elizaveta Rivkina for invaluable help in conducting analytical research.

## Литература

1. Murton J. Permafrost and periglacial features: ice wedges and ice-wedge casts. *Encyclopedia of Quaternary Science*, 2013. P. 436–451. doi: 10.1016/b978-0-444-53643-3.00097-2.
2. Шумский П.А. Основы структурного ледоведения. Петрография пресного льда как метод гляциологического исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 492 с.
3. Достовалов Б.Н., Кудрявцев В.А. Общее мерзлотоведение. М.: Изд-во МГУ, 1967. 403 с.
4. Втюрин Б.И. Подземные льды СССР. М.: Наука, 1975. 215 с.
5. Попов А.И., Розенбаум Г.Э., Тумель Н.В. Криолитология. М.: Изд-во МГУ, 1985. 239 с.
6. Рогов В.В. Основы криогенеза. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2009. 203 с.
7. Жесткова Т.Н., Шур Ю.Л. Об инфильтрационно-сегрегационном механизме образования пластовых льдов // Пластовые льды криолитозоны. Якутск: изд. ИМЗ СО АН СССР, 1982. С. 105–115.
8. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Изотопные методы в географии. Ч. 1: Геохимия стабильных изотопов природных льдов. М.: Изд-во МГУ, 2011. 228 с.
9. Фотиев С.М. Арктические торфяники Ямало-Гыданской провинции Западной Сибири // Крио-

## References

1. Murton J. Permafrost and periglacial features: ice wedges and ice-wedge casts. *Encyclopedia of Quaternary Science*. 2013: 436–451. doi: 10.1016/b978-0-444-53643-3.00097-2.
2. Shumsky P.A. *Osnovy strukturnogo ledovedeniya*. Fundamentals of ice structure sciences. Moscow: USSR Academy of Sciences, 1955: 492 p. [In Russian].
3. Dostovalov B.N., Kudryavtsev V.A. *Obshchee merzlotovedenie*. General permafrost studies. Moscow: Moscow State University, 1967: 403 p. [In Russian].
4. Vtyurin B.I. *Podzemnye l'dy SSSR*. Underground ice in the USSR. Moscow: Nauka, 1975: 215 p. [In Russian].
5. Popov A.I., Rozenbaum G.E., Tumel' N.V. *Kriolitologiya*. Cryolithology. Moscow: Moscow State University, 1985: 239 p. [In Russian].
6. Rogov V.V. *Osnovy kriogeneza*. Fundamentals of Cryogenesis. Novosibirsk: GEO, 2009: 203 p. [In Russian].
7. Zhestkova T.N., Shur Y.L. On the infiltration-segregation mechanism of tabular ground ice formation. *Plastovyye l'dyi kriolitozony*. Tabular ground ice of permafrost zone. Yakutsk: IMZ AS USSR, 1982: 105–115. [In Russian].
8. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C. *Izotopnye metody v geografii*. Isotope ratios in the environment. Part 1. Stable isotope geochemistry of natural ice. Moscow: Moscow State University, 2011: 228 p. [In Russian].
9. Fotiev S.M. Arctic peatlands of the Yamal-Gydan province of Western Siberia. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2017, XXI (5): 3–15. [In Russian]. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2017-5(3-15).

- сфера Земли. 2017. Т. XXI. № 5. С. 3–15. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2017-5(3-15).
10. Трофимов В.Т., Бадю Ю.Б., Васильчук Ю.К., Кашперюк П.И., Кудряшов В.Г., Фирсов Н.Г. Геокриологическое районирование Западно-Сибирской плиты. М.: Наука, 1987. 219 с.
  11. Карта «Природных комплексов севера Западной Сибири» масштаба 1:1 000 000. Л.: ВСЕГИНГЕО, 1991.
  12. Кац Н.Я., Кац С.В., Скобеева Е.И. Атлас растительных остатков в торфах. М.: Недра, 1977. 376 с.
  13. Домбровская Ф.В., Коренева М.М., Тюремнов С.Н. Атлас растительных остатков, встречаемых в торфе. Л.-М.: Гос. энергетич. изд-во, 1959. 90 с.
  14. Электронный ресурс: <http://c14.arch.ox.ac.uk>.
  15. Alperin M.J., Reeburgh W.S. Inhibition experiments on anaerobic methane oxidation // Appl. Environ. Microbiol. 1985. V. 50. P. 940–945.
  16. Савельев Б.А. Руководство по изучению свойств льда. М.: Изд-во МГУ, 1963. 198 с.
  17. Тихонравова Я.В., Слагода Е.А., Рогов В.В., Галеева Э.И., Курчатов В.В. Текстура и структура подземных льдов позднего голоцена севера Западной Сибири // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 4. С. 553–564. doi: 10.15356/2076-6734-2017-4-553-564.
  18. Савельев Б.А. Строение и состав природных льдов. М.: Изд-во МГУ, 1980. 280 с.
  19. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 198 с.
  20. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Мощные полигональные торфяники в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород Западной Сибири // Криосфера Земли. 2016. Т. 20. № 4. С. 3–15. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2016-4(3-15).
  21. Батуев В.И., Ганул А.Г., Новиков С.М. Возраст реликтовых болот севера Западной Сибири // Вестн. Томского гос. педагогич. ун-та. 2015. Т. 155. № 2. С. 185–191.
  22. Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Мельников В.П., Облогов Г.Е. Метан в подземных льдах и мерзлых четвертичных отложениях Западного Ямала // ДАН. 2015. Т. 465. № 5. С. 604–607. doi: 10.7868/S0869565215350236.
  23. Крицук Л.Н. Подземные льды Западной Сибири. М.: Научный мир, 2010. 352 с.
  24. Большианов Д.Ю., Священников П.Н., Федоров Г.Б., Павлов М.В., Теребенко А.В. Изменения климата Арктики за последние 10 000 лет // Изв. РГО. 2002. Т. 134. Вып. 1. С. 20–27.
  10. Trofimov V.T., Badu Yu.B., Vasil'chuk Yu.K., Kashperyuk P.I., Kudryasshov V.G., Firsov N.G. Geokriologicheskoe rayonirovanie Zapadno-Sibirskoy plity. Geocryological zoning of the West Siberian Plate. Moscow: Nauka, 1987: 219. [In Russian].
  11. Karta Prirodnykh kompleksov severa Zapadnoy Sibiri. Map of natural complex of the northern West Siberia. Scope: 1:1 000 000. L.: VSEGINGEO, 1991. [In Russian].
  12. Katz N.Ya., Katz S.V., Skobeeva E.I. Atlas rastitel'nykh ostatkov v torfe. Atlas of Plant Remains in peat. Moscow: Nedra, 1977: 376 p. [In Russian].
  13. Dombrovskaya A.V., Koreneva M.M., Tyuremnov S.N. Atlas rastitel'nykh ostatkov, vstrechaemykh v torfe. Atlas of Plant Remains Occurring in Peat. L.-Moscow: Gosenergoizdat, 1959: 90 p. [In Russian].
  14. <http://c14.arch.ox.ac.uk>.
  15. Alperin M.J., Reeburgh W.S. Inhibition experiments on anaerobic methane oxidation. Appl. Environ. Microbiol. 1985, 50: 940–945.
  16. Savel'ev B.A. Rukovodstvo po izucheniyu svoystv l'da. Guide to the study of ice characteristic. Moscow: Moscow State University, 1963: 198 p. [In Russian].
  17. Tikhonravova Ya.V., Slogoda E.A., Rogov V.V., Galeeva E.I., Kurchatov V.V. Texture and structure of the Late Holocene ground ice in the Northern West Siberia. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (4): 553–564. doi: 10.15356/2076-6734-2017-4-553-564. [In Russian].
  18. Savel'ev B.A. Stroenie i sostav prirodnykh l'dov. The structure and composition of natural ice. Moscow: Moscow State University, 1980: 280 p. [In Russian].
  19. Khotinskiy N.A. Golotsen Severnoy Evrazii. The Holocene in Northern Eurasia. Moscow: Nauka, 1977: 198 p. [In Russian].
  20. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C. Thick polygonal peatlands in continuous permafrost zone of West Siberia. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2016, XX (4): 3–15. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2016-4(3-15). [In Russian].
  21. Batuev V.I., Ganul A.G., Novikov S.M. Age of relict bogs in the northern part of Western Siberia. *Vestnik Tomskogo Gosudarstvennogo pedagogicheskogo universiteta*. Herald of the Tomsk State Pedagogical University. 2015, 155 (2): 185–191. [In Russian].
  22. Vasiliev A.A., Streletskaya I.D., Mel'nikov V.P., Oblogov G.E. Methane in ground ice and frozen Quaternary deposits of Western Yamal. *Doklady Akademii nauk*. Doklady Earth Sciences. 2015, 465 (5): 604–607. doi: 10.7868/S0869565215350236. [In Russian].
  23. Kritsuk L.N. Podzemnye l'dy Zapadnoy Sibiri. Ground ice of West Siberia. Moscow: Nauchnyy Mir, 2010: 352 p. [In Russian].
  24. Bol'shiyanov D.Yu., Svyashchennikov P.N., Fedorov G.B., Pavlov M.V., Tereben'ko A.V. Arctic climate change over the past 10,000 years. *Izvestiya RGO*. Proc. of the Russian Geographical Society. 2002, 134 (1): 20–27. [In Russian].