

## Химический, изотопный и газовый состав однолетнего морского льда по данным кернов дрейфующих станций БАРНЕО за 2013–2015 гг.

© 2019 г. А.И. Кизяков<sup>1\*</sup>, И.Д. Стрелецкая<sup>1</sup>, А.В. Савенко<sup>1</sup>, И.А. Крайнюкова<sup>2</sup>, И.В. Токарев<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия;

<sup>2</sup>Ресурсный центр «Рентгено-дифракционные методы исследования», Научный парк Санкт-Петербургского государственного университета, Санкт-Петербург, Россия

\*akizyakov@mail.ru

## Chemical, isotopic and gas composition of the first-year sea ice in 2013–2015 from the data of cores taken at the BARNEO drifting stations

A.I. Kizyakov<sup>1\*</sup>, I.D. Streletskaia<sup>1</sup>, A.V. Savenko<sup>1</sup>, I.A. Krainyukova<sup>2</sup>, I.V. Tokarev<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia;

<sup>2</sup>Center of X-ray diffraction studies at the Research park of Saint-Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

\*akizyakov@mail.ru

Received August 22, 2018 / Revised January 11, 2019 / Accepted March 22, 2019

**Keywords:** Arctic, Arctic Ocean, chemical and gas composition, isotopic composition, sea ice.

### Summary

As a result of the work performed at the BARNEO drifting stations (2013–2015 in the polar region of the Arctic ocean), a comprehensive testing was carried out and new data were obtained on the structure of one-year sea ice, its salinity, the distribution of ions of water-soluble salts, and the content of isotopes  $\delta^2\text{H}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  within the ice thickness and snow falling on the ice surface. The composition of gas inclusions in the ice was also determined. The distribution of electrical conductivity across the ice thickness, determined by analysis of the cores with a length of 175–178 cm, is typical for such ice – it decreases from top to bottom with two maxima on the lower and upper boundaries of the ice. This is typical characteristic of the first-year sea-ice. Snow cover is characterized by a significant increase in electrical conductivity at the contact with the underlying ice. The chemical composition of the investigated ice-cores and the ratio between its components are similar to the composition of the sea water, although the concentrations of all components are lower than in the initial solution. The composition of gas inclusions in the ice does closely correspond to the atmospheric air, and it practically does not change in depth. The isotopic composition in the cores becomes heavier towards the bottom of the ice. This allows conclusion of a gradual decrease in the contribution of water with a light isotopic composition. The change in the isotopic composition along the ice depth, with the separation of zones with more light isotopes, reflects the changing temperature conditions of ice accumulation (with low isotopic fractionation at rapid freezing under the large temperature gradient) and regional features of the isotopic composition of sea waters in which the ice drift takes place. Salinization of the snow horizon lying on the ice surface provides a possibility of the sea salt transportation not only from surface of open water, but also from the surface of sea ice. This may be used for paleogeographic reconstructions in the Arctic using the analysis of the composition of massive vein ice.

**Citation:** Kizyakov A.I., Streletskaia I.D., Savenko A.V., Krainyukova I.A., Tokarev I.V. Chemical, isotopic and gas composition of the first-year sea ice in 2013–2015 from the data of cores taken at the BARNEO drifting stations. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2019. 59 (3): 363–376. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-387>.

Поступила 22 августа 2018 г. / После доработки 11 января 2019 г. / Принята к печати 22 марта 2019 г.

**Ключевые слова:** Арктика, изотопный состав, морской лёд, Северный Ледовитый океан.

На дрейфующих станциях БАРНЕО-2013–2015 гг. в районе Северного полюса исследованы керны морских льдов, а также образцы льда, снежного покрова, подлёдной морской воды, определён состав газовых включений во льду. Получены новые данные о строении морского льда, его солёности, распределении ионов водно-растворимых солей и содержании изотопов  $\delta^2\text{H}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в толще льда и снега, выпадающего на поверхность льда.

### Введение

Морской лёд состоит из кристаллов пресного льда, рассола, пузырьков воздуха и примесей [1]. Текстурные особенности льда, распределение

его солёности по вертикали зависят от солёности воды, скорости образования льда, интенсивности перемешивания воды и возраста льда. Состав и температура морской воды и нижних слоёв атмосферного воздуха определяют теп-

лофизические свойства морского льда. Для построения более совершенных теплофизических моделей необходимо знание переменных параметров: структуры, состава, солёности и других особенностей морского льда [2]. Отметим, что объём натурных комплексных наблюдений за формированием химического состава, соотношением ионов солей, составом газовых включений во льду сравнительно небольшой [1, 3, 4]. Годичные данные по изменению изотопного состава дрейфующего льда на станции «Северный Полюс-23» за год опубликованы в работе [5]. Литература по изотопному составу морских льдов частично обобщена в монографии [6]. Изучение распределения стабильных изотопов кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$ ) и водорода ( $\delta^2\text{H}$ ) в толще природных льдов — один из методов изучения условий их образования. Этот метод широко применяется для исследования объектов гидро- и криосферы [6]. Изотопный состав морских льдов используется для определения происхождения и строения водных масс арктических морей [7]. Недостаточно изучены состав снежного покрова и его роль в формировании верхних горизонтов морского льда.

Цель работы — получение фактических данных по распределению солёности, изотопного и газового состава морских льдов, а также материалов по снежному покрову приполюсного района Северного Ледовитого океана. Эта информация может быть использована для идентификации условий формирования исследуемых объектов. Исследовалось распределение солёности и состава ионов водно-растворимых солей и газовых включений по глубине однолетнего льда, изотопного состава (значения стабильных изотопов водорода  $\delta^2\text{H}$  и кислорода  $\delta^{18}\text{O}$ ) морского льда и перекрывающего его снежного покрова. Проведено сравнение химического состава морского льда и снежного покрова со свежеснежными атмосферными осадками.

### Район работ

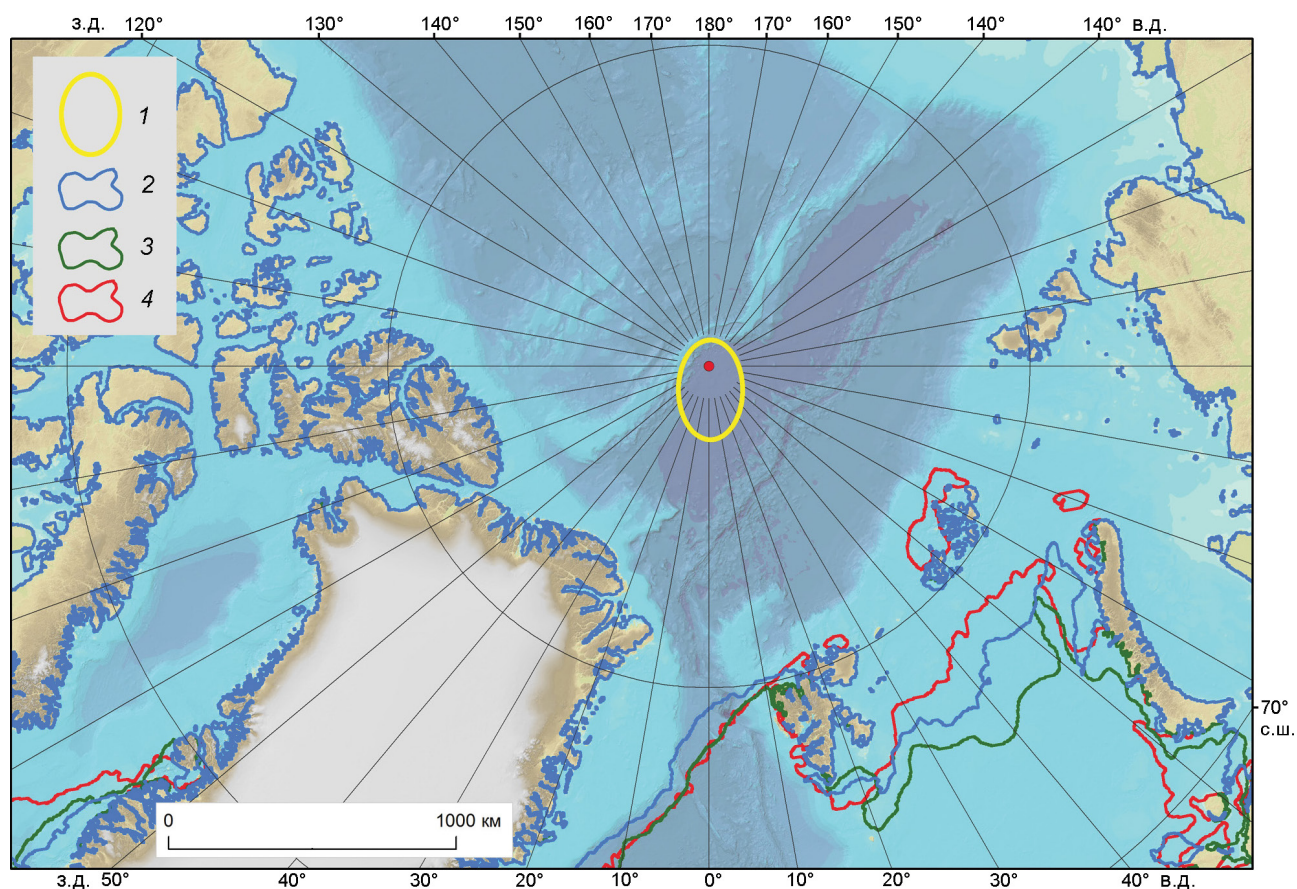
Исследования вели в приполюсном районе Северного Ледовитого океана в составе научной группы Государственного океанографического института имени Н.Н. Зубова в рамках экспедиций БАРНЕО-2013 и 2014 гг. и СП-2015 г.

Дрейфующие лагеря БАРНЕО организованы на крупных ровных ледяных образованиях — льдинах, толщина и линейные размеры которых позволяют подготовить достаточно протяжённую взлётно-посадочную полосу для транспортного самолёта. Этим условиям отвечают однолетние льды, которые начинают формироваться в осенний — начале зимнего периода. В период полевых работ и отбора проб (в апреле) дрейф всех трёх лагерей проходил на расстоянии 40–100 км от Северного полюса (рис. 1). Границы льдов и открытой воды, откуда был возможен перенос морских солей в составе снега в район наблюдений, находились в 2013–2015 гг. в 880–1000 км. Ближайшие свободные ото льда акватории располагались в районе архипелагов Земля Франца-Иосифа и Шпицберген [8].

Полевые работы проводили на крупных однолетних морских льдинах толщиной около 100–170 см. Большие мощности льда были отмечены только на участках торошения льдин, где лёд достигал толщины в несколько метров. Небольшие участки льдины были покрыты равномерным снежным покровом толщиной 30–50 см. Снежный покров на большей площади распределялся неравномерно: участки, практически полностью лишённые снега, соседствовали с тонким снежным настом толщиной 1–5 см, а вблизи гряд торосов отмечались локальные участки аккумуляции снега, где его толщина достигала 100 см.

### Методика исследований

Проведено опробование морского льда, снежного покрова и свежеснежных атмосферных осадков. Ручное бурение скважин во льду выполнялось с использованием кольцевого бура и керноотборника Kovacs. КERN документировался, визуально выделяли горизонты льда, отличающиеся по содержанию пузырьков газа и прозрачности льда, и из каждого горизонта отбирался образец. Если чёткие горизонты не определялись, то пробы отбирали через каждые 10 см. КERN делили ручной пилой на сегменты (диски) мощностью, равной толщине выделенных прослоев. Для извлечения газовой фракции кусками льда наполняли 150-миллиметровые шприцы с последующим выделением и консервированием газа методом «headspace» [9].



**Рис. 1.** Положение кромки морских льдов в период проведения полевых работ с опробованием морского льда и снежного покрова, по данным [8].

1 – район дрейфа баз БАРНЕО-2013, БАРНЕО-2014 и БАРНЕО-2015 (СП-2015); положение кромки морских льдов: 2 – на БАРНЕО-2013; 3 – на БАРНЕО-2014; 4 – на СП-2015

**Fig. 1.** The position of the edge of sea ice during the field work with the testing of sea ice and snow cover according to [8].

1 – area of drift of BARNEO-2013, BARNEO-2014 and BARNEO-2015 (NP-2015); position of sea ice edge during operations: 2 – at BARNEO-2013; 3 – at BARNEO-2014; 4 – at NP-2015

Пробы снежного покрова брали непосредственно из снега, залегающего на поверхности льда с шагом по глубине 5 см. В период наблюдений выпадение снега сопровождалось сильным ветром и метелью, поэтому отделить атмосферные осадки от перевеваемого снега было невозможно. Непосредственно после снегопада выполнено опробование свежеснежавшегося снега на участках снегонакопления в ветровой тени торосов и неровностей на льдинах. Пробы снега и льда отбирали в полиэтиленовые зип-пакеты с расчётом получить 100–200 мл расплава. Пробы плавил в тех же зип-пакетах при температуре воздуха около 15 °С до полного исчезновения твёрдой фазы. Для контроля источника засоления льда и снега выполнен отбор пробы морской воды батометром из подлёдного слоя.

В комплекс аналитических исследований входило определение: а) электропроводности (солёности) в 223 образцах морского льда из 12 кернов и в 30 образцах снега; б) химического состава в шести образцах морского льда из двух кернов (по три образца из керна), в двух образцах снега и в одном образце подлёдной морской воды; в) изотопного состава в 220 образцах морского льда из 12 кернов, 28 образцах снега и одном образце подлёдной морской воды; г) газового состава воздушных включений во льду из 17 образцов.

Электропроводность и определение pH расплава проводили в полевых условиях с помощью приборов HANNA Instruments. Измеренная электропроводность пересчитана в солёность по тарировочному графику. Разница между минерализацией образцов расплава, измеренной в поле



## Результаты исследований

и в лабораторных условиях, для большинства проб составляла не более 0,7 ‰, что вполне достаточно для решения поставленных задач. Анализ химического состава образцов выполнен на кафедре гидрологии суши географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Водные растворы сначала фильтровали через мембрану 0,22 мкм, после чего  $\text{HCO}_3^-$  (щёлочность) определяли объёмным ацидиметрическим методом [10]; концентрация  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  и  $\text{Ca}^{2+}$  — методом капиллярного электрофореза [11]. Относительная погрешность измерений не превышала  $\pm 3,3\%$ . Минерализация рассчитывалась по сумме концентраций катионов и анионов. Солевой состав образцов сравнивали с составом нормальной морской воды с солёностью 35 ‰ [12].

Газовый состав включений определяли в Ресурсном центре (РЦ) «Методы анализа состава вещества» Научного парка (НП) СПбГУ на хроматомасс-спектрометре GCMS-QP2010Ultra, оборудованном системой для многомерной газовой хроматографии с масс-селективным детектированием. Определение изотопного состава расплава льда и состава газовой фракции во льду выполнены в РЦ «Геомодель» НП СПбГУ на лазерном анализаторе Picarro L2120-i с использованием стандартов МАГАТЭ — V-SMOW-2, GISP и SLAP. Погрешность измерения  $\delta^{18}\text{O}$  — 0,2 ‰,  $\delta^2\text{H}$  — 1,7 ‰. Поскольку вариация изотопного состава льда в кернах составляет около 3 ‰ по  $\delta^{18}\text{O}$ , указанная погрешность позволяет решать поставленную задачу.

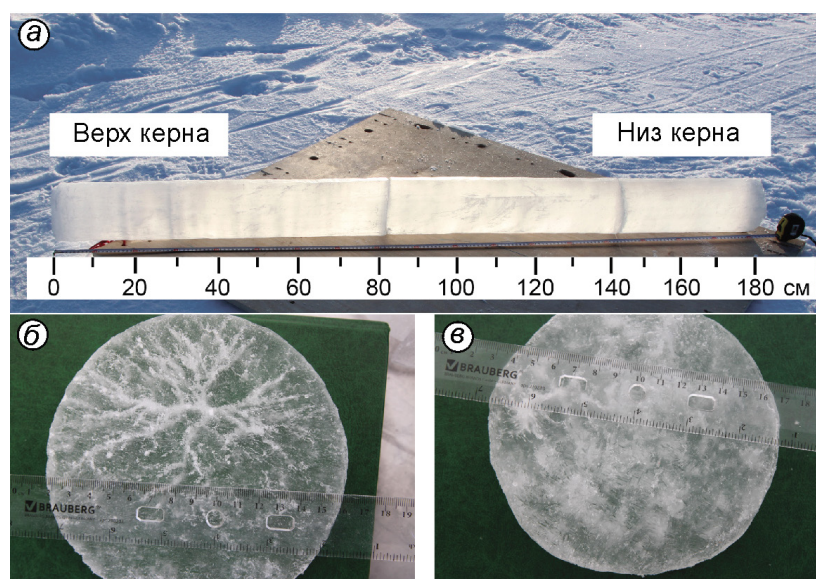
**Текстурные особенности однолетнего морского льда.** Опробованный лёд представляет собой слоистую толщу. Далее дано описание характерного строения однолетнего льда на примере одного из кернов, для которого было выполнено комплексное опробование (рис. 2). По текстурным особенностям выделены следующие слои (глубина сверху вниз от поверхности льдины).

1. 0–3 (4) см — мутный белый лёд с большим числом тонких вертикальных и субгоризонтальных пузырьков воздуха диаметром около 0,1 мм и длиной 1–2 мм. Пузырьки круглой формы отсутствуют. Переход к нижележащему слою плавный. Данный слой, вероятно, сформировался при совместном участии замерзания морской воды и снега на поверхности льда при его промачивании.

2. 3 (4)–16 см — более прозрачный слой льда со слабовыраженной слоистостью (толщина прослоев 1–3 см). Пузырьки воздуха собраны в вертикально ориентированные цепочки протяжённостью 10–30 мм. Диаметр пузырьков 0,1–0,5 мм.

3. 16–17,5 см — прослой мутного белёсого льда с большим числом пузырьков. Часть скоплений пузырьков проходит сквозь этот горизонт. Размеры скоплений пузырьков — высота 10–20 мм, толщина 3–10 мм. Скопления состоят из круглых и вертикально вытянутых пузырьков диаметром 0,1–0,7 мм.

4. 17,5–27,5 см — однородная прозрачная толща: а) с вертикальными вытянутыми тонкими пузырьками высотой 5–25 мм; б) со скоплениями более крупных пу-



**Рис. 2.** Фото керна морского льда 15B1: а — общий вид керна длиной 182,5 см; б — срез канала стока рассола на глубине 100–103 см; в — грани кристаллов на глубине 176–179 см

**Fig. 2.** Photo of a sea-ice core 15B1: а — a general view of the core with 182.5 cm length; б — cutoff of the brine drain channel at a depth of 100–103 cm; в — crystal faces at a depth of 176–179 cm

зырьков, чем в горизонтах 2 и 3, толщиной до 10–12 мм; в) с вертикальными каналами из крупных пузырьков диаметром до 1 мм, длина каналов – до 80–90 мм.

5. 27,5–28,5 см – мутный лёд из-за большого числа пузырьков воздуха, часть скоплений которых начинается выше и проходит ниже подошвы этого слоя.

6. 28,5–179 см – слоистая толща, представляющая собой переслаивание слабо отличающихся друг от друга по прозрачности горизонтов льда. Толщина таких прослоев – от 10 до 20 мм. Чётко выделяющиеся прослои отсутствуют. По всей толщине слоя распределены вертикальные тонкие вытянутые пузырьки, вертикально ориентированные скопления пузырьков и каналы стока. Каналы стока – мощные пузырьки диаметром до 2–3 мм собраны в цепочки длиной до 40–45 см (см. рис. 2, б). Мощные каналы стока расположены на глубинах 35–120 см. Ниже 120 см таких каналов нет, только вертикально вытянутые пузырьки диаметром 0,1–0,5 мм, отдельные скопления размером до  $4 \times 12$  мм. В нижней части слоя на срезе видны прямолинейные грани (см. рис. 2, в).

7. 179–182,5 см (нижняя кромка льда) – белёсый непрозрачный лёд за счёт большого числа каналов и граней формирующихся кристаллов намерзающего льда на подошве льдины.

Наблюдаемая слоистость льда отражает процесс промерзания в изменчивых условиях термического и вещественного воздействия атмосферы и моря. При повышенных температурах воздуха образовывались более пресные, более монолитные слои, чем при низких температурах, когда лёд захватывает большее число пузырьков воздуха [1]. Кроме того, при повышении температуры интенсифицируется процесс удаления остаточного солевого рассола по каналам стока. Помимо метеорологических условий, слоистость и толщина льдов существенным образом зависят от вертикального распределения температуры и солёности в воде подо льдом.

**Электропроводность (солёность).** Изменение солёности по глубине морского льда показано на рис. 3, а. Величина электропроводности и характер её распределения по глубине в опробованных ядрах близки. Снежный покров на льдинах практически не содержит солей. Засолен только самый нижний слой снега толщиной 1–3,5 см на границе с поверхностью льда (см. рис. 3, б). Этот хрупкий, легко крошащийся из стенки шурфа слой снега состоит из фрагментов столбиков, пластинок до 4–5 мм в диаметре, сросшихся в агрегаты

до 15 мм (см. рис. 3, в), с большим количеством заполненных воздухом пустот между кристаллами льда. В одном из образцов такого снега зафиксирована солёность 45 ‰. Вероятно, на стадии молодого льда происходил рост «солевых цветов» и их остатки сохранились в нижнем горизонте снежного покрова. Структура этого рыхлого горизонта может быть связана с конструктивным метаморфизмом снега. Солёность морской воды, отобранной в подлёдном слое, составила 30,4 ‰.

**Химический состав** льда из двух кернов приведён на рис. 4, а и б, где для сравнения даны концентрации ионов водно-растворимых солей в нормальной морской воде, по [12]. Результаты определения химического состава снега представлены на рис. 4, в и г.

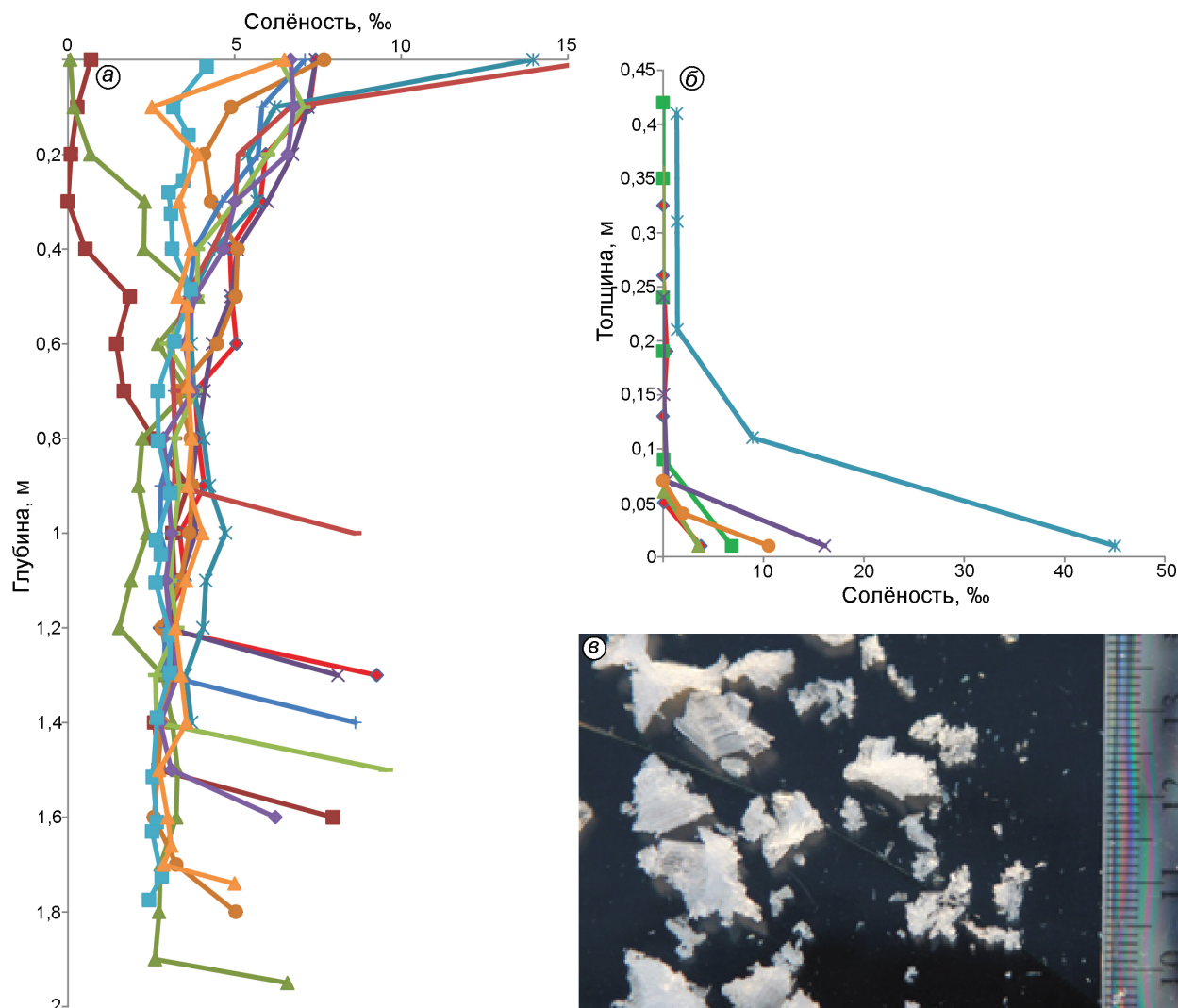
**Состав газовых включений.** С помощью газового анализа определено содержание Ar, O<sub>2</sub>, N<sub>2</sub> в воздушных включениях во льду (таблица). Таблица дополнена данными по среднему содержанию газов в морском льду Баренцева моря [3].

**Изотопный состав льда и снега.** Результаты измерений изотопного состава расплава образцов морского льда и снега представлены на диаграмме в координатах  $\delta^2\text{H}$  –  $\delta^{18}\text{O}$  на рис. 5, а особенности распределения изотопного состава по глубине морского льда на примере двух кернов, пробуренных на соседних льдинах на расстоянии около 500 м, – на рис. 6.

## Обсуждение результатов

**Электропроводность (солёность).** В составе изученных ледовых кернов присутствуют кристаллы чистого льда, включения рассола и газовые пузырьки. Солёность морского льда, определяющаяся поверхностным рассолом и рассолом солевых ячеек, зависит от солёности воды, из которой он образовался, скорости образования льда, состояния моря в период образования льда, возраста льда и его превышения над уровнем моря [1]. Солёность нового льда повышается при понижении температуры воздуха за счёт увеличения скорости образования льда и удержания рассола между кристаллами. Количество рассола, его концентрация и особенности миграции в толще льдины определяются изменяющейся температурой льда.

В распределении электропроводности по глубине льда выделяют два максимума (см. рис. 3, а):

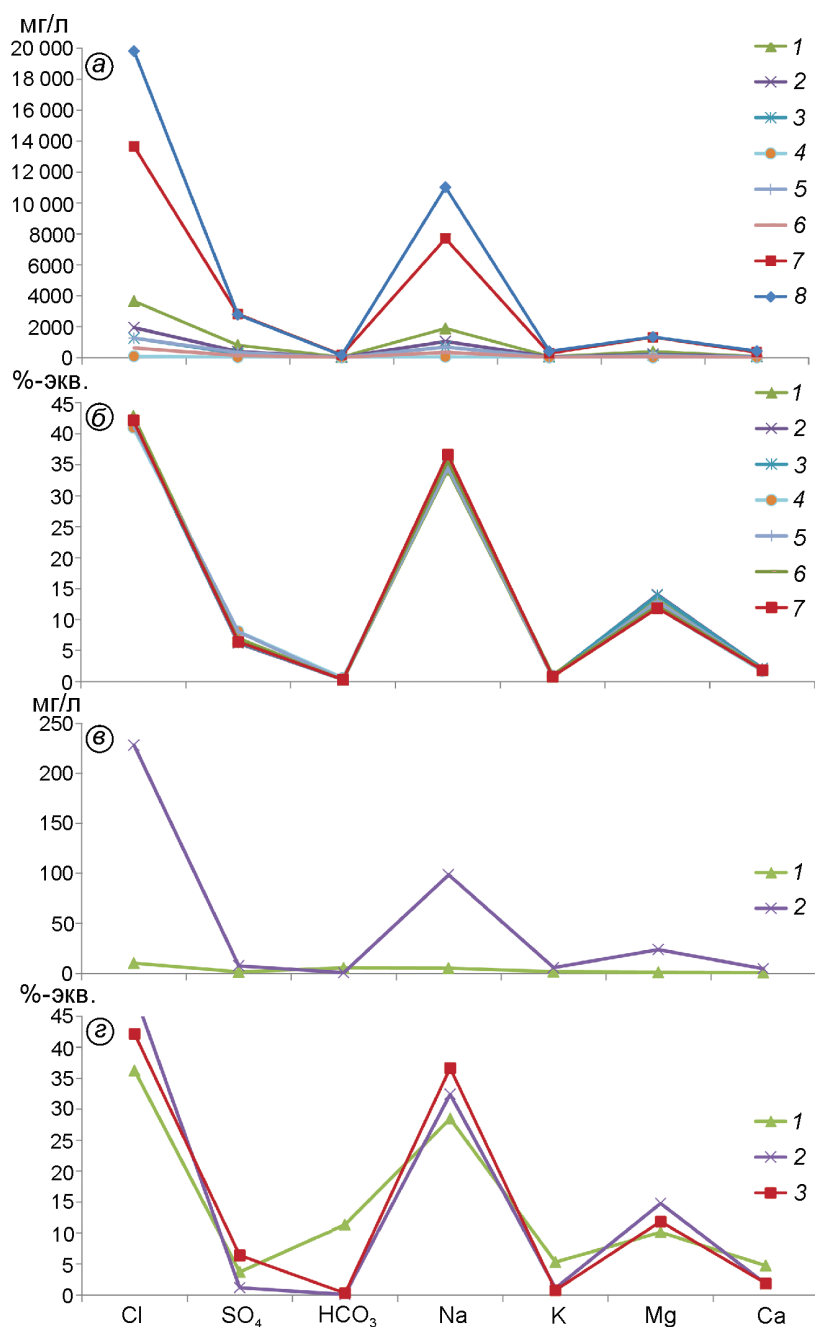


**Рис. 3.** Распределение солёности в морском льду и снежном покрове на поверхности морского льда: *а* – график изменения солёности по глубине льда (линии разного цвета соответствуют опробованным кернам льда); *б* – график изменения солёности по толщине снежного покрова (за «0» принята поверхность льда); *в* – фото кристаллов снега из горизонта, залегающего непосредственно на поверхности льда

**Fig. 3.** Distribution of salinity in sea ice and snow cover on the surface of sea ice: *a* – graph of the salinity variations in the sea ice (lines of different colors correspond to the tested ice cores); *b* – graph of the change in salinity along the depth of the snow cover (for «0» depth, the surface of ice is taken); *в* – photos of snow crystals from a horizon lying directly on the ice surface

а) на подошве снежного покрова и в верхней части керна льда; б) на нижней кромке льдин. Наблюдаемая картина соответствует установленной Ф. Мальмгренем [1] классической схеме распределения солёности, характерной для однолетнего льда, образовавшегося в Арктическом бассейне осенью. Электропроводность (солёность) льда сверху вниз уменьшается сначала быстро, а затем медленнее; вблизи нижней границы отмечается рост электропроводности, которая сокращается при нарастании снизу новых слоёв льда.

Верхний пик электропроводности связан с начальными стадиями формирования ледяного покрова, когда в результате быстрого охлаждения возникает скелетная структура льда с капиллярами и замкнутыми ячейками с рассолом [4]. С увеличением толщины ледяного покрова уменьшается температурный градиент между поверхностью льдины и её подошвой. В результате уменьшается скорость роста ледяного покрова, образуются сплошные пластинчатые кристаллы, закупоривающие каналы с рассолом в верхней части льдины,

**Рис. 4.** Состав солей.

Пробы морского льда и морской воды: а – концентрации ионов; б – соотношение ионов; 1–6 – пробы морского льда; 7 – проба подлёдной морской воды; 8 – нормальная морская вода с солёностью 35 ‰ [12].

Пробы свежеснеженного снега: в – концентрации ионов; г – соотношение ионов, для сравнения добавлены данные по морской воде; 1, 2 – пробы снега; 3 – проба подлёдной морской воды

**Fig. 4.** Composition of salts.

Samples of sea ice and sea water: а – ion concentrations; б – ion ratio; 1–6 – sea ice samples; 7 – sample of under-ice sea water; 8 – normal sea water with a salinity of 35 ‰ [12].

Samples of freshly fallen snow: в – ion concentration; г – ion ratio, for comparison, data on sea water were added; 1, 2 – samples of snow; 3 – sample of under-ice sea water

сокращается число отдельных ячеек и капилляров с рассолом и соответственно снижается солёность льда сверху вниз по разрезу [4]. Кроме того, максимум электропроводности может быть следствием образования солевых цветов на поверхности льда и последующего смерзания этого горизонта. Механизм образования и химический состав солевых кристаллов (солевых цветов), образующихся на поверхности льда в результате вымораживания [13], подробно изучен по результатам дрейфа СП-35, а также предыдущими исследова-

ниями [4, 14]. Солёность таких образований примерно в 2 раза выше солёности льда, на котором они образовались [14]. Повышенная солёность нижнего горизонта снега и поверхности морского льда в нашем случае наиболее вероятно объясняется именно этим процессом.

Электропроводность среднего слоя льда уменьшается, в основном, за счёт потери остаточного рассола по каналам стока в результате действия гравитационного механизма. Нижний максимум электропроводности приходится на

Газовый состав воздушных включений в морском льду

Глубина отбора, см	Ag, %	O <sub>2</sub> , %	N <sub>2</sub> , %	O <sub>2</sub> /N <sub>2</sub>
1,5	0,7748	19,3868	79,8384	0,243
16	0,9114	19,7956	79,293	0,250
28	0,902	18,7005	80,3975	0,233
32,5	0,9616	18,4251	80,6133	0,229
48,5	0,5968	18,3569	81,0463	0,226
59,5	0,9472	20,1099	78,9429	0,255
70	0,8148	18,3311	80,8541	0,227
80,5	0,7882	18,1039	81,1079	0,223
91,5	1,0859	19,0776	79,8365	0,239
101,5	0,9101	20,852	78,238	0,267
104,5	0,8987	17,5327	81,5686	0,215
110,5	1,1691	18,28	80,5509	0,227
139	1,0308	19,6497	79,3195	0,248
161	0,8072	19,2618	79,9311	0,241
163	1,5289	19,0902	79,381	0,240
172,5	0,8253	19,8396	79,3351	0,250
177,5	0,845	19,381	79,774	0,243
Среднее в морском льду Баренцева моря [3]	0,912 (Ag + тяжёлые газы)	17,2	82,4 (N <sub>2</sub> + редкие газы)	0,209

подошву льдины — пропитанный морской водой лёд. Описанное распределение электропроводности по глубине, толщина льдин и их размеры в плане подтверждают предположение, что опробованные льдины однолетние.

**Химический состав (макрокомпоненты).** Известно, что при замерзании меняется соотношение индивидуальных солей в морском льде и остаточном рассоле. Хлориды просачиваются вниз с рассолом, а на стенках ячеек откладываются карбонаты и сульфаты [1]. В нашем случае во всех образцах льда, по сравнению с нормальной морской водой, наблюдаются пониженные абсолютные концентрации всех компонентов, при том, что максимумы содержания приходятся на хлориды и натрий (см. рис. 4, а). Относительное содержание компонентов при этом сохраняется практически таким, как и в исходной морской воде, лишь слегка увеличиваясь для сульфатов и магния (см. рис. 4, б). Последнее означает, что процесс сегрегации легко растворимой компоненты в составе льда (Cl—Na) находится в начальной стадии, что подтверждает предположение о малом возрасте льда.

Состав ионов в снегу в нашем случае, по видимому, существенно зависит от его общей минерализации. Так, в колонке, характеризующей-

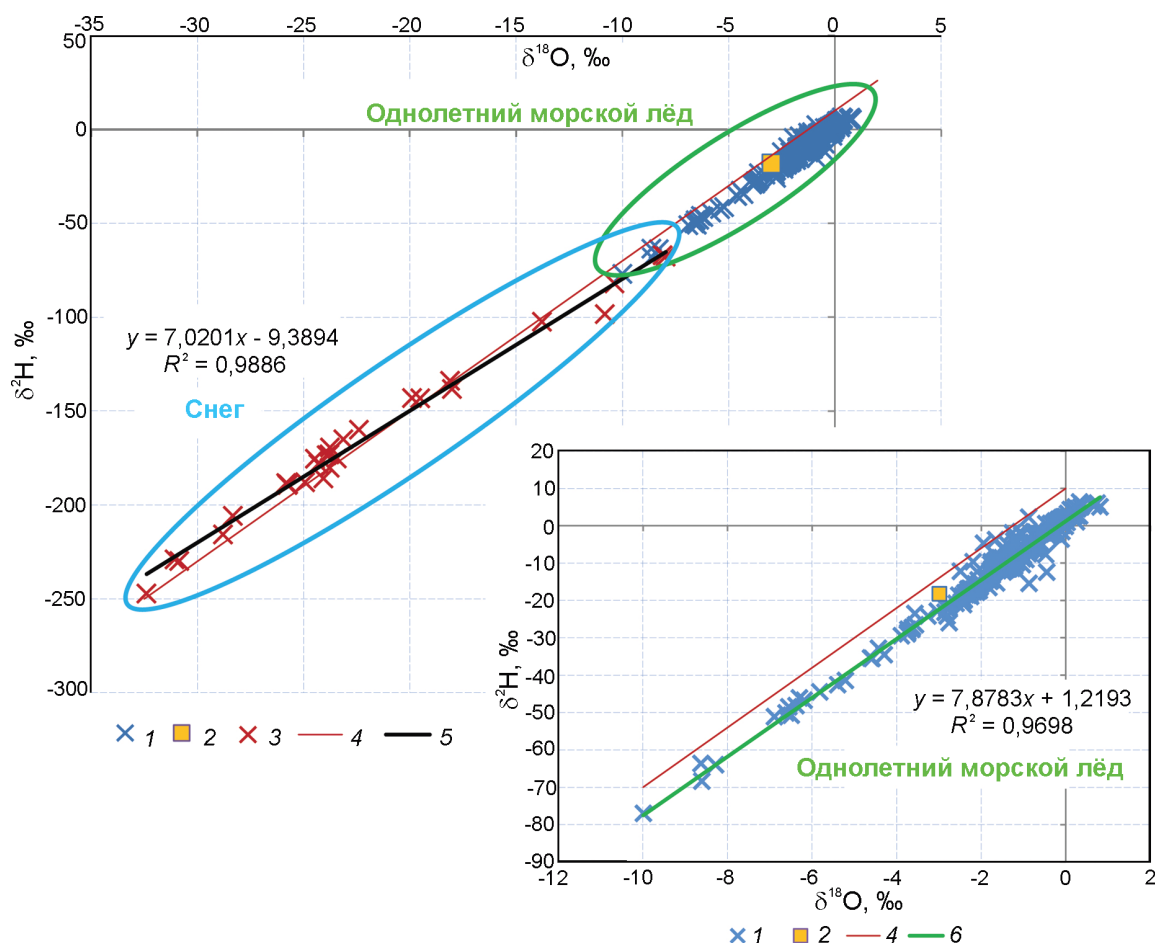
ся повышенной общей солёностью (см. рис. 3, б и рис. 4, в), соотношение ионов близко к местной морской воде (см. рис. 4, г), в то время как в колонке с пониженной общей минерализацией соотношение ионов заметно смещено относительно морской воды. Повышенная минерализация, обнаруженная в свежем снеге, вероятно, связана с перевеванием снега, контактировавшего со льдом с тех участков, где толщина снежного покрова минимальна. На поверхности льда практически повсеместно залегает хрупкий слой с крупными кристаллами снега с повышенной минерализацией, связанной с миграцией соли на поверхность льда.

**Состав газовых включений.** Газовые включения во льду могут быть различного происхождения [3]: а) образовавшиеся в результате выделения растворённых в воде газов, зажатых в ячейках между кристаллами льда; количество этих газов прямо пропорционально скорости льдообразования, т.е. температурным условиям; б) всплывшие и прилипшие к нижней поверхности льда газы; в) сформировавшиеся в результате замещения воздухом рассола, вытекающего из льда. Ранее выполненные работы показывают, что газовые включения во льду представлены преимущественно атмосферным воздухом [3]. В нашем случае выполнено измерение содержаний Ag, O<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>, которое показало соотношения, типичные для воздуха. Метан во льдах изучаемых глубоководных приполюсных районов не был обнаружен, что ожидаемо, так как обычно его вклад заметен во льдах над шельфовыми районами, где происходит эмиссия метана.

Соотношение газов в составе воздушных включений практически не изменяется по глубине льда. Изменения в количественном составе воздуха незначительны и не коррелируют с пиками изменения электропроводности или содержанием  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$ . Отмеченные колебания в содержании кислорода и азота определяются захватом газа при образовании льда в переменных температурных условиях и в данный момент не могут быть детализированы.

**Изотопный состав** морского льда, как и химический, и газовый состав, характеризует историю и условия его формирования, отразившиеся в текстурных и структурных особенностях льда. При анализе распределения  $\delta^{18}\text{O}$  в ледяных кернах отмечается постепенное утяжеление изотопного состава по глубине льда с некоторыми вариациями — отклонениями от линейного тренда





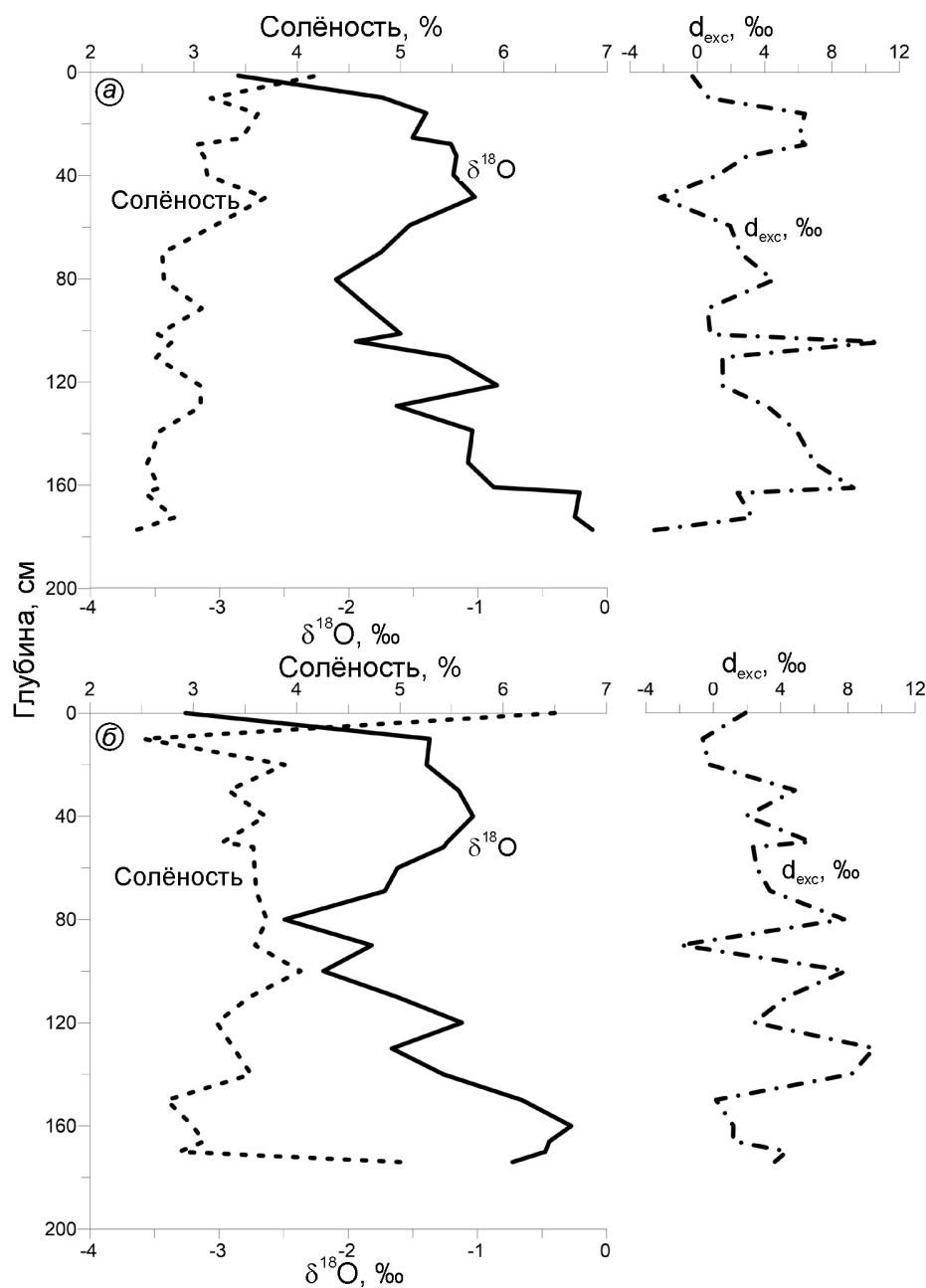
**Рис. 5.** Соотношения  $\delta^2\text{H}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в пробах морского льда и снега. На врезке представлены пробы морского льда. 1 – пробы морского льда; 2 – проба подлёдной морской воды; 3 – пробы снега; 4 – глобальная линия метеорных вод; 5 – линия регрессии для снега; 6 – линия регрессии для морского льда

**Fig. 5.** The ratios  $\delta^2\text{H}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  in sea ice and snow samples. Inset shows samples of sea ice.

1 – sea ice samples; 2 – sample of under-ice sea water; 3 – snow samples; 4 – global meteoric water line; 5 – regression line for snow; 6 – regression line for sea ice

(см. рис. 6). Подобное распределение изотопного состава в работах [6, 15] объясняется двумя факторами: изотопным фракционированием и изменением состава промерзающей морской воды. Так, авторы исследования [15] вариации в вертикальном профиле изотопного состава связывают именно с влиянием различных водных масс. Нижние участки ледяного керна безусловно были сформированы при подавляющем участии морской воды, так как их состав тяготеет к компоненту с  $\delta^{18}\text{O} = 0\text{‰}$  и  $\delta^2\text{H} = 0\text{‰}$ . Коэффициент фракционирования, а следовательно, и угловой коэффициент уравнения регрессии (см. рис. 5) сильно меняются от скорости замерзания на подошве льда, промерзания включений в ячейках во льду и миграции рассола во льду [16, 17].

Участок значительного облегчения изотопного состава льда находится у поверхности (на границе со снегом) на глубинах от 0 до 15 см, сложен он льдом со слабовыраженной слоистостью. Эти наиболее изотопно лёгкие образцы характеризуются низкими значениями солёности и, вероятно, представляют собой результат опреснения морской воды речными водами или участия снега в формировании льда, что характерно для морских льдов [8, 18]. Также изотопно более лёгкие горизонты льда выделяются в интервале глубин 60–105 см. Этот интервал глубин соответствует толще льда, в которой отсутствуют прослои, явно выделяющиеся визуально по числу пузырьков. Для этой толщи характерно наличие мощных каналов стока рассола, которые исчезают ниже 120 см.



**Рис. 6.** Совмещенные графики распределения изотопного состава  $\delta^{18}\text{O}$ , солёности и дейтериевого эксцесса  $d_{\text{exc}}$  по глубине льда в двух кернах, полученных на двух соседних льдинах на расстоянии 500 м:

*a* – керн 15B1; *б* – керн 15B2

**Fig. 6.** Combined graphs of isotope composition distribution ( $\delta^{18}\text{O}$ ) salinity and deuterium excess ( $d_{\text{exc}}$ ) over ice depth in two cores, taken on two adjacent ice floes at a distance of 500 m:

*a* – core 15B1; *б* – core 15B2

На наш взгляд, причины облегчения изотопного состава могут быть следующими: низкие значения изотопного фракционирования, связанные с высоким температурным градиентом и высокой скоростью промерзания, либо накопление этих слоёв при промерзании изотопно более лёгкой воды (например, разбавленной речными водами). Высокая скорость промерзания привела бы к одновременному повышению засолённости в этом же горизонте, что не отмечается на графиках. В связи с этим мы предполагаем, что наиболее вероятная причина – влияние изотопно более лёгкой воды.

Пробы льда на графике (см. рис. 5), расположенные в пересечении областей морского льда и снега, характеризуют горизонты льда, в формировании которых участвовали атмосферные осадки. Эти горизонты представляют собой смешение льда, образующегося из морской воды, и снега. Возможно, во время начального роста льдины происходило промачивание снежного покрова на поверхности льдины и намерзание льда сверху.

Связь между  $\delta^{18}\text{O}$  и солёностью установлена по материалам изучения изотопного состава вод Северного Ледовитого океана с дрейфующих стан-

ций СП-13, 15, 16 и 17 (Ветштейн и др., 1974 г. по [19, 20]). В нашем случае пики в колебаниях изотопного состава по глубине керна не совпадают с графиком изменения солёности (см. рис. 6). Тем не менее, в двух кернах, отобранных на соседних льдинах на расстоянии 500 м, общий ход распределения солёности и изотопного состава по глубине схож, что свидетельствует об общей истории этих льдин, и выбранные показатели уверенно фиксируют изменения условий формирования морского льда. Полученные нами данные отличаются от приведённых в монографии [6], где для припайного льда на побережье п-ова Таймыр и на островах архипелага Северная Земля наблюдались синхронные по глубине колебания изотопного состава и солёности. Значительные вариации изотопного состава по глубине изучаемого льда объясняются изотопным фракционированием и изменчивостью характеристик морских вод, которые проходила льдина во время дрейфа в период своего роста.

Полученные данные по изотопному составу льда и подлёдной воды 2015 г. ( $\delta^{18}\text{O} = -3\text{‰}$ ,  $\delta^2\text{H} = -18\text{‰}$ ) сопоставлены с данными по содержанию изотопов  $\delta^{18}\text{O}$  в морской воде, представленными на сайте NASA [21]. Из этих данных следует, что однолетняя льдина, на которой был расположен лагерь СП-2015, вероятно, начала формироваться в начале осеннего периода 2014 г. в восточных морях Российской Арктики. Из базы NASA была проведена выборка результатов опробования  $\delta^{18}\text{O}$  в поверхностном слое (0–2 м) в секторе между 90 и 180° в.д. и севернее 70° с.ш. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  изменяются в весьма широком диапазоне: от 0,8 до –6,11 ‰. В середину этого диапазона попадает наша проба подлёдной воды. Изотопный состав изученных льдов более тяжёлый, что определяется фракционированием при промерзании морской воды.

**Перспективы совместного использования изотопных и геохимических данных.** Литературные данные показывают, что химический состав снега Арктического региона Евразии и Северной Америки в большинстве случаев соответствует составу разбавленной морской воды, что указывает на перенос морской воды и солей во взвеси [22, 23]. Региональные отличия в концентрации основных элементов, достигающие четырёх порядков, обусловлены географическим положением и межгодовой изменчивостью погодных условий [22]. На севере Аляски установлено, что в

снежном покрове ионы  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  представляют собой нефракционированный состав морских солей, отклонения отмечаются только в виде низких концентраций  $\text{Na}^+$  [23]. Связь ионного состава атмосферных осадков и снежного покрова в прибрежной зоне западного сектора Российской Арктики исследовалась на метеостанциях Онега, Сура, Нарьян-Мар и Диксон [24]. Для хлоридов установлена прямая корреляционная связь концентраций ионов в снежном покрове со средними и суммарными концентрациями в атмосферных осадках за период залегания снежного покрова [25]. В кернах ледяного поля о. Северо-Восточная Земля (архипелаг Шпицберген) и ледника Вавилова (архипелаг Северная Земля) вариации содержания в разрезе льда основных «морских» компонентов хорошо коррелируют во времени с динамикой морского ледяного покрова [26]. Поэтому долгопериодные изменения содержания  $\text{Cl}^-$  во льду могут быть использованы для палеоклиматических реконструкций.

Результаты исследования химических компонентов снега на профиле станция Прогресс – станция Восток (Антарктида) показали доминирующий вклад примесей морского происхождения на расстоянии до 519 км от побережья. Эти данные по трансекте свидетельствуют о постепенном ослаблении морского влияния и появлении дополнительных источников примесей в снежном покрове [27].

Анализ химического состава полигонально-жильных льдов (ПЖЛ) различного возраста указывает на характерное накопление так называемых «континентальных» элементов  $\text{Ca}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4$  в реликтовых верхнеплейстоценовых льдах по сравнению с «морскими» элементами  $\text{Cl}$  и  $\text{Na}$ , присутствие которых отмечается в голоценовых и современных льдах [26, 28]. Сингенетические ПЖЛ, которые формируются при участии зимних осадков, практически без искажений сохраняют информацию об условиях своего образования. Составная часть этой информации – геохимические данные. Первичное заполнение возникающих зимой морозобойных трещин может идти разными путями [29], в частности за счёт попадания в трещину снега. В отличие от континентального климата на морских побережьях криогенные трещины образуются в более поздние сроки – в конце зимнего периода. Условия для накопления сублимационного льда в трещинах менее благо-

приятны, заполнение происходит осыпавшимся снегом и водами при весеннем снеготаянии. В наиболее вероятное время раскрытия трещин акватория Северного Ледовитого океана максимально полно покрыта льдом, а у береговой линии развит припай. По нашему мнению, наиболее вероятные источники засоления: поступление солей с атмосферными осадками, пришедшими с западным переносом с морской акватории, свободной ото льда, и зимний метелевый перенос засолённого снега с припайного морского льда на береговые уступы и прибрежную полосу суши.

Полученные материалы исследований показывают, что данные по влиянию близости моря на формирование химического состава снежного покрова и ПЖЛ можно использовать для палеогеографических реконструкций в Арктике, в частности, для оценки положения береговой линии в плейстоцене—голоцене. Выдвинутая гипотеза о возможности засоления ПЖЛ береговых уступов снегом, переносимым ветром с морского льда, требует дополнительной проверки в ходе последующих исследований.

### Заключение

Комплексное погоризонтное опробование керна однолетнего морского льда и перекрывающего его снега в приполюсном районе Северного Ледовитого океана позволило получить новые данные о химическом, изотопном составе льда и составе газовой фракции во льду. Распределение электропроводности (солёности) по глубине льдин толщиной 175—185 см характерно для однолетних льдов — уменьшается сверху вниз с двумя максимумами на нижней и верхней границах льдины. Снежный покров характеризуется значительным увеличением электропроводности по направлению к подошве (контакту снег—лёд). Химический состав изученных кернов и соотношение между компонентами близко к составу морской воды, хотя концентрации всех компонентов ниже, чем в исходном растворе. Состав газовых включений во льду соответствует атмосферному воздуху и практически не изменяется по глубине.

Изменение изотопного состава льда по глубине отражает изменяющиеся температурные условия накопления льда и региональные особенности изотопного состава морских вод, в которых прохо-

дил дрейф льдины по мере её нарастания. Отсутствует чёткое соответствие изменчивости изотопного состава и солёности льда по глубине керна.

В целом, изотопный состав утяжеляется вниз по глубине кернов, что указывает на постепенное снижение вклада воды с лёгким изотопным составом. В кернах выделяются две зоны облегчения изотопного состава льда. Верхняя зона — до глубины 15 см, по видимому, связана со значительным опреснением морской воды речными водами и участием снега в формировании верхнего горизонта. Ниже наблюдается утяжеление изотопного состава, связанное с изотопным фракционированием при увеличении толщины льда и понижении скорости промерзания. В средней части толщи на глубине 60—105 см облегчение изотопного состава объясняется либо быстрым промерзанием с низким изотопным фракционированием, либо нахождением льдины в это время на участках акватории Северного Ледовитого океана, где в составе морской воды участвовали изотопно облегчённые пресные воды, что более вероятно, поскольку отсутствие роста солёности свидетельствует, что значительных изменений в скорости роста льда не было.

В связи с достаточно однородным составом газовых включений, изотопные методы относятся к приоритетным для определения условий формирования и истории накопления морских льдов. Полученные данные по засолению горизонта снега, залегающего на поверхности льда, могут быть использованы при палеогеографических реконструкциях в Арктике с использованием анализа состава полигонально-жильных льдов. Возможность переноса морских солей не только с поверхности открытой воды, но и с поверхности морского льда можно использовать как инструмент для восстановления положения береговой линии на основании данных по составу жильных льдов.

**Благодарности.** Авторы выражают благодарность руководителю группы полярной океанологии Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН С.В. Писареву за предоставленную возможность участия в работе научной группы на базе БАРНЕО и техническое обеспечение полевых работ. Обработка данных о строении морского льда выполнена в рамках проекта РФФИ № 18-05-60080 «Опасные нивально-гляциальные и криогенные процессы и их влияние

на инфраструктуру в Арктике» и НИР ГЗ 1.5. «Изменение криосферы Земли под влиянием природных факторов и техногенеза». Анализ данных по засолённости снежного покрова выполнен по проекту РФФИ № 16-05-00701 «Реакция снежного покрова Антарктиды на современные изменения климата». Авторы благодарят анонимного рецензента, замечания которого позволили улучшить содержание статьи.

**Acknowledgments.** The authors are grateful to S.V. Pisarev, the head of the group of polar oceanology, leading researcher in P.P. Shirshov Institute of

Oceanology RAS, to for the opportunity to participate in the work of scientific group on the BARNEO ice camp and the technical support of fieldwork. The processing of data on the sea ice structure was carried out within the framework of the RFBR grant No.18-05-60080 «Dangerous nival-glacial and cryogenic processes and their influence on infrastructure in the Arctic» and Research Program GM 1.5 «The Earth cryosphere change under the influence of natural factors and technogenesis». Analysis of snow cover salinity data was carried out according to the RFBR grant No.16-05-00701 «The response of the snow cover in Antarctic to the recent climate change».

## Литература

## References

1. Zubov N.N. Льды Арктики. М.: Изд-во Главсевморпути, 1945. 360 с.
2. Назинцев Ю.Л., Панов В.В. Фазовый состав и теплофизические характеристики морского льда. СПб.: Гидрометеоздат, 2000. 83 с.
3. Zubov N.N. Морские воды и льды. М.: Гидрометеоздат, 1938. 453 с.
4. Савельев Б.А. Гляциология. М.: Изд-во МГУ, 1991. 288 с.
5. Мельников И.А., Лобышев В.И. Фракционирование  $^{18}\text{O}$  в снежно-ледяном покрове Центрального Арктического бассейна // Океанология. 1985. Т. XXV. Вып. 2. С. 237–241.
6. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Изотопные методы в географии. Ч. 1. Геохимия стабильных изотопов природных льдов. М.: Изд-во МГУ, 2011. 228 с.
7. Намятов А.А., Семерюк И.А. Применение параметра  $\delta^{18}\text{O}$  для анализа происхождения водных масс на примере моря Лаптевых // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. Т. 98. Вып. 4. С. 35–42.
8. Электронный ресурс: <http://nsidc.org/data/masie/index.html> (дата обращения 07.06.2018).
9. Alperin M.J., Reeburgh W.S. Inhibition Experiments on Anaerobic Methane Oxidation // Applied and Environmental Microbiology. 1985. V. 50. № 4. 1985. P. 940–945.
10. Лурье Ю.Ю. Унифицированные методы анализа вод. М.: Химия, 1971. 375 с.
11. Комарова Н.В., Каменцев Я.С. Практическое руководство по использованию систем капиллярного электрофореза «КАПЕЛЬ». СПб.: Изд-во «Веда», 2006. 212 с.
12. Попов Н.И., Федоров К.Н., Орлов В.М. Морская вода. М.: Наука, 1979. 327 с.
13. Номенклатура морских льдов, условные обозначения для ледовых карт. Л.: Гидрометеоздат, 1974. 77 с.
14. Недашковский А.П., Добротина Е.Д., Румянцев А.Л. Химический состав ледяных цветов, наблюдавшихся во время дрейфа станции СП-35 // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. Т. 91. Вып. 1. С. 60–66.
1. Zubov N.N. *L'dy Arktiki*. Arctic ice. Moscow: Glavsevmorput, 1945: 360 p. [In Russian].
2. Nazintsev Yu.L., Panov V.V. *Fazovy sostav i teplofizicheskie kharakteristiki morskogo l'da*. Phase composition and thermophysical characteristics of sea ice. Sankt-Petersburg: Hydrometeoizdat, 2000: 83 p. [In Russian].
3. Zubov N.N. *Morskie vody i l'dy*. Sea water and ice. Moscow: Hydrometeoizdat, 1938: 453 p. [In Russian].
4. Saveliev B.A. *Glyatsiologiya*. Glaciology. Moscow: MSU, 1991: 288 p. [In Russian].
5. Melnikov I.A., Lobyshev V.I. Fractionating of  $^{18}\text{O}$  within snow-ice cover in the Central Arctic basin. *Okeanologiya*. Oceanology. 1985, XXV (2): 237–241. [In Russian].
6. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.K. *Izotopnye metody v geografii. Chast' I. Geokhimiya stabil'nykh izotopov prirodnykh l'dov*. Isotope methods in the environment. Pt. 1. Stable isotope geochemistry of natural ice. Moscow: MSU, 2011: 228 p. [In Russian].
7. Namyatov A.A., Semeryuk I.A. The delta  $^{18}\text{O}$  values as tracer of water masses formation by example of the Laptev Sea. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2013, 98 (4): 35–42. [In Russian].
8. <http://nsidc.org/data/masie/index.html>.
9. Alperin M.J., Reeburgh W.S. Inhibition Experiments on Anaerobic Methane Oxidation. *Applied and Environmental Microbiology*. 1985, 50 (4): 940–945.
10. Lur'e Y.Y. *Unifitsirovannye metody analiza vod*. Unified methods of water analyzes. Moscow: Khimia, 1971: 375 p. [In Russian].
11. Komarova N.V., Kamentsev Ya.S. *Prakticheskoye rukovodstvo po ispol'zovaniyu sistem kapillyarnogo elektroforeza «KAPEL»*. A practical guide to the use of capillary electrophoresis systems «KAPEL». Sankt-Petersburg: Veda Publ., 2006: 212 p. [In Russian].
12. Popov N.I., Fedorov K.N., Orlov V.M. *Morskaya voda*. Sea water. Reference Guide. Moscow: Science, 1979: 327 p. [In Russian].
13. *Nomenklatura morskikh l'dov, uslovnyye oboznacheniya dlya ledovykh kart*. Nomenclature of sea ice, conventional symbols for ice maps. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1974: 77 p. [In Russian].
14. Nedashkovsky A.P., Dobrotina E.D., Rumyantsev A.L. Chemical composition of frost flowers on the drifting station «North



15. Reimnitz E., Eicken H., Martin T. Multiyear Fast Ice along the Taymyr Peninsula, Siberia // *Arctic*. 1995. V. 48. № 4. P. 359–367.
16. Toyota T., Smith I.J., Gough A.J., Langhorne P.J., Leonard G.H., Van Hale R.J., Mahoney A.R., Haskell T.G. Oxygen isotope fractionation during the freezing of sea water // *Journ. of Glaciology*. 2013. V. 59. № 216. P. 697–710. doi: 10.3189/2013JoG12J163.
17. Екайкин А.А. Стабильные изотопы воды в гляциологии и палеогеографии. СПб.: ААНИИ, 2016. 63 с.
18. Тышко К.П., Черепанов Н.В., Федотов В.И. Кристаллическое строение морского ледяного покрова. СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 66 с.
19. Ферронский В.И., Поляков В.А. Изотопия гидросферы Земли. М.: Научный Мир, 2009. 617 с.
20. Ветштейн В.Е. Изотопы кислорода и водорода природных вод СССР. Л.: Недра, 1982. 216 с.
21. Электронный ресурс: <http://data.giss.nasa.gov/o18data/> (дата обращения 13.06.2018).
22. deCaritat P., Hall G., Gislason S., Belsey W., Braun M., Golubeva N.I., Olsen H.C., Scheie J.O., Vaive J.E. Chemical composition of arctic snow: concentration levels and regional distribution of major elements // *Science of the Total Environment*. 2005. № 336. P. 183–199. <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2004.05.031>
23. Krnavek L., Simpson W.R., Carlson D., Domine F., Douglas T.A., Sturm M. The chemical composition of surface snow in the Arctic: Examining marine, terrestrial, and atmospheric influences // *Atmospheric Environment*. 2012. № 50. P. 349–359. <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosenv.2011.11.033>.
24. Котова Е.И. Связь ионного состава атмосферных осадков и снежного покрова в прибрежной зоне западного сектора Российской Арктики // *Геология морей и океанов: Материалы XX Междунар. науч. конф. (Школы) по морской геологии*. Т. III. М.: ГЕОС, 2013. С. 36–38.
25. Котова Е.И. Формирование химического состава осадков на севере Европейской территории России // *Вестн. САФУ. Сер. «Естественные науки»*. 2012. № 4. С. 116–122.
26. Корзун А.В. Закономерности формирования геохимического состава ледниковых и подземных льдах севера Евразии: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1985. 26 с.
27. Голобокова Л.П., Ходжер Т.В., Шибает Ю.А., Липенков В.Я., Petit J.-R. Изменение химического состава приповерхностного снега в Восточной Антарктиде по мере удаления от побережья // *Лёд и Снег*. 2012. № 4 (120). С. 129–137.
28. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А. Изотопный состав полигонально-жильных льдов Западного Таймыра // *Криосфера Земли*. 2009. Т. XIII. № 3. С. 59–69.
29. Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск: Изд-во «Наука» Сибирское отделение, 1977. 215 с.
30. Pole–35». *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2012, 91 (1): 60–66. [In Russian].
31. Reimnitz E., Eicken H., Martin T. Multiyear Fast Ice along the Taymyr Peninsula, Siberia. *Arctic*. 1995, 48 (4): 359–367.
32. Toyota T., Smith I.J., Gough A.J., Langhorne P.J., Leonard G.H., Van Hale R.J., Mahoney A.R., Haskell T.G. Oxygen isotope fractionation during the freezing of sea water. *Journ. of Glaciology*. 2013, 59 (216): 697–710. doi: 10.3189/2013JoG12J163.
33. Ekaykin A.A. *Stabil'nyye izotopy vody v glyatsiologii i paleogeografii*. Stable water isotopes in glaciology and paleogeography. Sankt-Peterburg: AARI, 2016: 63 p. [In Russian].
34. Tyshko K.P., Cherepanov N.V., Fedotov V.I. *Kristallichesкое stroenie morskogo ledyanogo pokrova*. Crystal structure of sea ice cover. Sankt-Petersburg: Hydrometeoizdat, 2000: 66 p. [In Russian].
35. Ferronsky V.I., Polyakov V.A. *Izotopiya gidrosfery Zemli*. Isotopy of the Earth's hydrosphere. Moscow: Nauchnyi Mir, 2009: 617 p. [In Russian].
36. Vetshtein V.E. *Izotopy kisloroda i vodoroda prirodnykh vod SSSR*. Isotopes of oxygen and hydrogen of natural waters of the USSR. Leningrad: Nedra, 1982: 216 p. [In Russian].
37. <http://data.giss.nasa.gov/o18data/>.
38. de Caritat P., Hall G., Gislason S., Belsey W., Braun M., Golubeva N.I., Olsen H.C., Scheie J.O., Vaive J.E. Chemical composition of arctic snow: concentration levels and regional distribution of major elements. *Science of the Total Environment*. 2005, 336: 183–199. <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2004.05.031>.
39. Krnavek L., Simpson W.R., Carlson D., Domine F., Douglas T.A., Sturm M. The chemical composition of surface snow in the Arctic: Examining marine, terrestrial, and atmospheric influences. *Atmospheric Environment*. 2012, 50: 349–359. <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosenv.2011.11.033>.
40. Kotova E.I. Relationship of the ion composition of atmospheric precipitation and snow cover in the coastal zone of the western sector of the Russian Arctic. *Geology of the Seas and Oceans: Proc. of the XX Intern. Scientific Conf. (School) on Marine Geology*. V. III. Moscow: GEOS, 2013: 36–38. [In Russian].
41. Kotova E.I. Formation of the chemical composition of precipitation in the north of the European territory of Russia. *Vestnik SAFU. Seriya Yestestvennye nauki*. Herald of the SAFU Series of Natural Sciences. 2012, 4: 116–122. [In Russian].
42. Korzun A.V. Patterns of formation of the geochemical composition of glacial and underground ice of the north of Eurasia. PhD thesis. Moscow: MSU, 1985: 26 p. [In Russian].
43. Golobokova L.P., Hodzher T.V., Shibaev Y.A., Lipenkov V.A., Petit J. Chemical composition change of subsurface snow in East Antarctica with distance from the coast. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2012, 4 (120): 129–137. doi.org/10.15356/2076-6734-2012-4-129-137. [In Russian].
44. Streletskaia I.D., Vasiliev A.A. Isotopic composition of ice wedges of West Taymyr. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2009, XIII (3): 59–69. [In Russian].
45. Romanovskiy N.N. *Formirovaniye polygonal'no-zhil'nykh struktur*. Formation of polygonal vein structures. Novosibirsk: Nauka, Sibirskoye otdeleniye, 1977: 215 p. [In Russian].