

КРИОЛИТОГЕНЕЗ

Памяти Сергея Михайловича Фотиева

УДК 551.34:502.6:550.46

DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2020-5(29-44)

**ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОХИМИЧЕСКОГО
И МИКРОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА РАЗНЫХ ТИПОВ ПОДЗЕМНЫХ ЛЬДОВ
МЫСА МАРРЕ-САЛЕ****В.И. Бутаков^{1,2}, Е.А. Слагода^{1,2}, О.Л. Опокина^{1,2}, И.В. Томберг³, Н.А. Жученко³**¹ Тюменский индустриальный университет, 625000, Тюмень, ул. Володарского, 38, Россия; vladbutakov@yahoo.com² Институт криосферы Земли ТЮНЦ СО РАН, 625026, Тюмень, ул. Малыгина, 86, Россия³ Лимнологический институт СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 3, Россия

Выполнен сравнительный анализ гидрохимического и микроэлементного состава подземных льдов в прибрежной зоне Западного Ямала, изученных в 2009–2014 гг. Определены различия в распределении химических элементов в полигонально-жильных, пластовых, клиновидных, текстурообразующих льдах и отложениях, сезонных морских и озерных льдах, поверхностных водах в районе мыса Марре-Сале, обусловленные их разным генезисом и условиями льдообразования. Для льдов определен геохимический фон, отличающийся повышенным содержанием В, Na, Cl, Sc, V, Mn, Fe, Co, Br, Nb, Mo, Sn, I, лантаноидов относительно кларков речных вод в результате криогенного концентрирования. Пластовые сегрегационные льды обогащены В, Na, P, Cl, Sc, Ti, V, Mn, Fe, Co, Ni, As, Se, Br, Nb, Mo, Sn, I, лантаноидами и W из вмещающих отложений. Полигонально-жильные льды обогащены Na, B, Sc, Mn, Fe, Co, Br, Nb, Sn, I, лантаноидами и отличаются от пластовых льдов. По распределению микроэлементов определено, что в формировании полигонально-жильных льдов участвовали атмосферные воды, пластовых – инфильтрационные воды подошвенных таликов, свободные и слабосвязанные воды прибрежно-морских отложений.

Подземные льды, микроэлементный состав льда, лантаноиды, криогенное концентрирование, кларки гидросферы

**THE FORMATION FEATURES OF THE HYDROCHEMICAL AND TRACE ELEMENT COMPOSITION
OF VARIOUS TYPES OF GROUND ICE AT MARRE-SALE CAPE****V.I. Butakov¹, E.A. Slagoda^{1,2}, O.L. Opokina^{1,2}, I.V. Tomberg³, N.A. Zhuchenko³**¹ Tyumen Industrial University, 38, Volodarskogo str., Tyumen, 625000, Russia; vladbutakov@yahoo.com² Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre SB RAS, 86, Malygina str., Tyumen, 625026, Russia³ Limnological Institute, SB RAS, 3, Ulan-Bator str., Irkutsk, 664033, Russia

The comparative analysis of the hydrochemical and trace element composition has been undertaken for ground ice occurring in the coastal zone of the Western Yamal. The study of ice had been performed from 2009 to 2014. Variations in the distribution of chemical elements has been identified for polygonal ice wedges, massive ice bodies, injection wedge-shaped ice, structure-forming ice and deposits, seasonal sea and lake ice, and surface waters in the area of Marre-Sale cape. Variability of this factor is caused by the different origin of ice and conditions of the ice-forming. The geochemical background of ice has been determined. It has been revealed, that, due to cryogenic concentrating, ice is characterized by an increased content of B, Na, Cl, Sc, V, Mn, Fe, Co, Br, Nb, Mo, Sn, I, lanthanides in relation to Clarkes of river water. The segregated massive ice is enriched in B, Na, P, Cl, Sc, Ti, V, Mn, Fe, Co, Ni, As, Se, Br, Nb, Mo, Sn, I, lanthanides and W from the enclosing deposits. Unlike the massive ice bodies, the polygonal-wedge ice is enriched in Na, B, Sc, Mn, Fe, Co, Br, Nb, Sn, I, lanthanides. On the basis of the trace element composition, it has been determined that atmospheric waters participated in the formation of the polygonal-wedge ice; infiltration waters of lake taliks, free and weakly bound waters of coastal-marine deposits participated in the formation of the massive ice bodies.

Ground ice, trace element composition of ice, lanthanides, cryogenic concentration, Clarkes of hydrosphere

ВВЕДЕНИЕ

Генезис и особенности формирования подземных льдов представляют фундаментальную проблему мерзлотоведения и четвертичной геологии, которая до настоящего времени остается дискуссионной. Для интерпретации генезиса подземных льдов используют их гидрохимический состав. Вариации химического состава пластовых льдов обусловлены разными механизмами, условиями

онной. Для интерпретации генезиса подземных льдов используют их гидрохимический состав. Вариации химического состава пластовых льдов обусловлены разными механизмами, условиями

льдовыделения, составом вод, их внутригрунто-вым или поверхностным генезисом [Геоэкология СССР, 1989]. Определение генетических типов льдов основано на сравнении ионного состава подземных и текстурообразующих льдов с составом поверхностных, надмерзлотных, подмерзлотных, межмерзлотных вод, криопэггов, атмосферных осадков и с водорастворимыми солями и поровыми растворами вмещающих отложений.

Представления о преобразовании исходного состава воды при формировании льдов разработаны З.А. Нерсесовой [1961], В.П. Волковой и Н.Н. Романовским [1974], Б.А. Савельевым [1980], Н.П. Анисимовой [1981], Н.Н. Романовским [1983], А.В. Ивановым [1987]. Сергей Михайлович Фотиев [1999, 2009], используя данные К.Э. Гиттерман [1937], установил, что концентрирование раствора на фронте промерзания приводит к формированию криогенной гидрохимической зональности льдов, и предложил метод определения ионного состава засоленных вод и три стадии их криогенного метаморфизма: охлаждение рассола без изменения минерализации и химического состава в интервале от 0 до -1.8°C ; концентрирование рассола за счет кристаллизации льда в интервале от -1.8 до -7.4°C ; десульфатизация, обусловленная выпадением мирабилита, в интервале от -7.4 до -25°C .

Состав и соотношение главных ионов в подземных льдах сильно варьируют, поэтому концентрации и соотношения микроэлементов могут быть дополнительными показателями генезиса вод. Интерпретацию генезиса подземных льдов осложняет отсутствие сведений о распределении микроэлементов в зависимости от механизмов льдовыделения. Распределения микроэлементов в подземных льдах изучены только для пластовых [Иванова, 2012] и текстурообразующих льдов Якутии [Alexeev et al., 2016] и полигонально-жильных льдов Ямала [Буданцева, Васильчук, 2017; Васильчук и др., 2017; Васильчук, Васильчук, 2018; Бутаков и др., 2020]. Современных данных о микроэлементах в пластовых льдах Ямала в публикациях нет.

Методы полевых и лабораторных исследований льда

В работе изложены материалы полевых исследований 2009–2014 гг. строения мерзлой толщи в районе мыса Марре-Сале. Полевые исследования включали вскрытие, расчистку, фотографирование, отбор проб мерзлых отложений и монолитов льда. Монолиты, отобранные в 2009 г., были расплавлены в поле, профильтрованы в пластиковые емкости и заморожены. С 2010 по 2014 г. для геохимических исследований моноли-

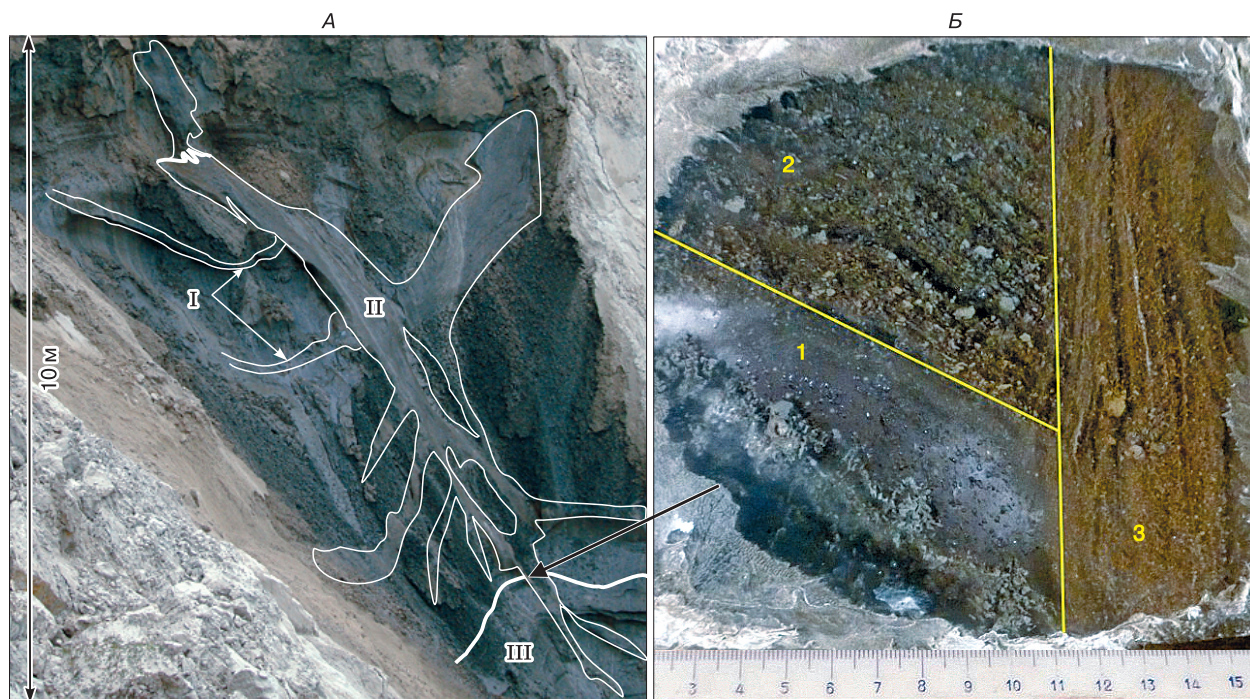


Рис. 1. Строение мерзлой толщи разреза 1-09 и отобранный монолит льда.

А – выход пластовых льдов, внедрение клиновидного льда в нижнюю залежь льда (разрез 1-09); I – шлиры льда; II – клиновидный лед; III – пластовый лед нижней залежи. Б – разделение монолита льда на части для химических анализов в зависимости от содержания минеральных частиц (аналогичный разрез 2-12); 1 – чистый стекловатый лед; 2 – слоистый лед с включениями суглинков; 3 – вертикально-слоистый лед с включениями песков и супесей.

ты льда были сохранены в мерзлом состоянии до проведения анализов. Для химического анализа в лабораторных условиях монолиты льда были зачищены, разрезаны на части в зависимости от количества минеральных частиц (рис. 1), расплавлены. Свежие расплавы дополнительно отфильтрованы через поликарбонатные фильтры с диаметром пор 0.45 мкм.

Подземные льды по морфологическим признакам разделены на четыре типа: пластовые, текстурообразующие, полигонально-жильные, клиновидные льды (клиновидные тела с вертикально-волнистой слоистостью и дайки сложной формы инъекционно-сегрегационного генезиса, предположительно, частично вытянувшие ядра бугров пучения) [Слагодина и др., 2012].

Гидрохимический и микроэлементный анализы проб выполнены в лаборатории гидрохимии и химии атмосферы Лимнологического института СО РАН. Основные катионы в расплавах льда и водной вытяжке пород измерены методом атомной абсорбции, анионы – методом жидкостной хроматографии, гидрокарбонаты – потенциометрическим титрованием. Анализ микроэлементов (58 элементов) вод, расплавов льда и ацетатно-аммонийной вытяжки из пород был выполнен на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500ce.

Методы интерпретации химического состава льдов и вмещающих отложений

Математическая обработка химического состава включала сбор базы данных ионного и микроэлементного состава разных типов льда, вмещающих отложений и поверхностных вод. База данных обработана методом корреляционного анализа [Дэвис, 1990] в программе Geochem Anomaly.

Для оценки минерализации льдов использована классификация Ю.К. Васильчука [2016]. При наименовании типа воды учтены анионы и катионы (содержание которых составляет более 20 % от суммы миллимолярных концентраций), перечисленные в порядке возрастания. Морской тип исходных вод для внутригрунтовых льдов определен по соотношениям основных ионов: $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^-$ и $\text{Na}^+ \gg \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+}$; по соотношению элементов: Na/Ca , Cl/Br , I/Cl , Br/Cl , а также по содержанию B , Sr , I [Дэвис, де Уист, 1970; Хименков, Брушков, 2003]. Соотношения Fe/Ni , Fe/Co в некоторых случаях можно считать показателями поступления космического вещества в отложения [Колесников, Колесникова, 2010].

Полигонально-жильные льды, сформированные за счет зимних атмосферных осадков, характеризуются ультрапресным хлоридно-гидрокарбонатным и гидрокарбонатно-хлоридным, магниевым-кальциевым-натриевым и кальциевым-натриевым составом, который в основном не зависит от вмещающих отложений [Трофимов, Васильчук, 1983;

Дубиков, 2002]. Для вторично промерзших отложений таликов выявлено увеличение SO_4^{2-} в составе солей, обусловленное промерзанием вод в закрытой системе [Крицук, 2010].

Состав текстурообразующих сегрегационных льдов и льда-цемента тесно связан с водорастворимыми компонентами отложений, которые присутствуют в слабосвязанной и пленочной воде, участвующей в льдообразовании [Геокриология СССР, 1989].

Для выявления геохимических различий проведены сравнение и нормализация концентраций микроэлементов в подземных льдах с кларками этих элементов в речной воде [Справочник..., 1990], так как минерализация подземных льдов невелика и сравнима с минерализацией речных вод. Для морского соленого льда сравнение проведено со значениями кларков морских вод. По средним значениям концентраций определен региональный повышенный геохимический фон Западного Ямала, который характеризуется повышенным содержанием B , Na , Cl , Sc , V , Mn , Fe , Co , Br , Nb , Mo , Sn , I , лантаноидов в подземном и озерном льдах относительно кларков речных вод (Sc превышает кларк в 51 раз; Mn , Nb , Sn – в 10–13 раз; B , Cl , Br , I , La , Eu – в 5–8 раз).

Распределение лантаноидов отражает условия осадконакопления. Для анализа состава лантаноидов применен метод нормализации к составу в сланце NASC (North American Shale Composite) [Gromet, 1984]. Содержания лантаноидов оценены по величинам аномалий – цериевой (Ce_{an}) и европиевой (Eu_{an}), выраженных следующим образом [Дубинин, 2004; Kato et al., 1998]:

$$\text{Ce}_{\text{an}} = \frac{\text{Ce}}{\text{Ce}_{\text{NASC}}} / \left(\frac{(2/3)\text{La}}{\text{La}_{\text{NASC}}} + \frac{(1/3)\text{Nd}}{\text{Nd}_{\text{NASC}}} \right);$$

$$\text{Eu}_{\text{an}} = \frac{2 \cdot \text{Eu}}{\text{Eu}_{\text{NASC}}} / \left(\frac{\text{Sm}}{\text{Sm}_{\text{NASC}}} + \frac{\text{Gd}}{\text{Gd}_{\text{NASC}}} \right).$$

Отрицательная цериевая (0.47) и положительная европиевая (1.57) аномалии вычислены по средним содержаниям в подземном и озерном льдах. В фациальных реконструкциях отношение La/Sm в осадках отражает изменения в распределении лантаноидов в морских бассейнах. В прибрежных зонах оно возрастает, в удаленных и глубоких – понижается [Шатров и др., 2004].

Влияние процессов промерзания на распределение лантаноидов и других микроэлементов в подземных льдах не изучено.

РАЙОН И ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Опорный геокриологический разрез в районе полярной станции Марре-Сале, расположенный в пределах III морской равнины Западного Ямала (рис. 2), имеет длительную историю изучения, которая сопровождается дискуссией о генезисе плас-

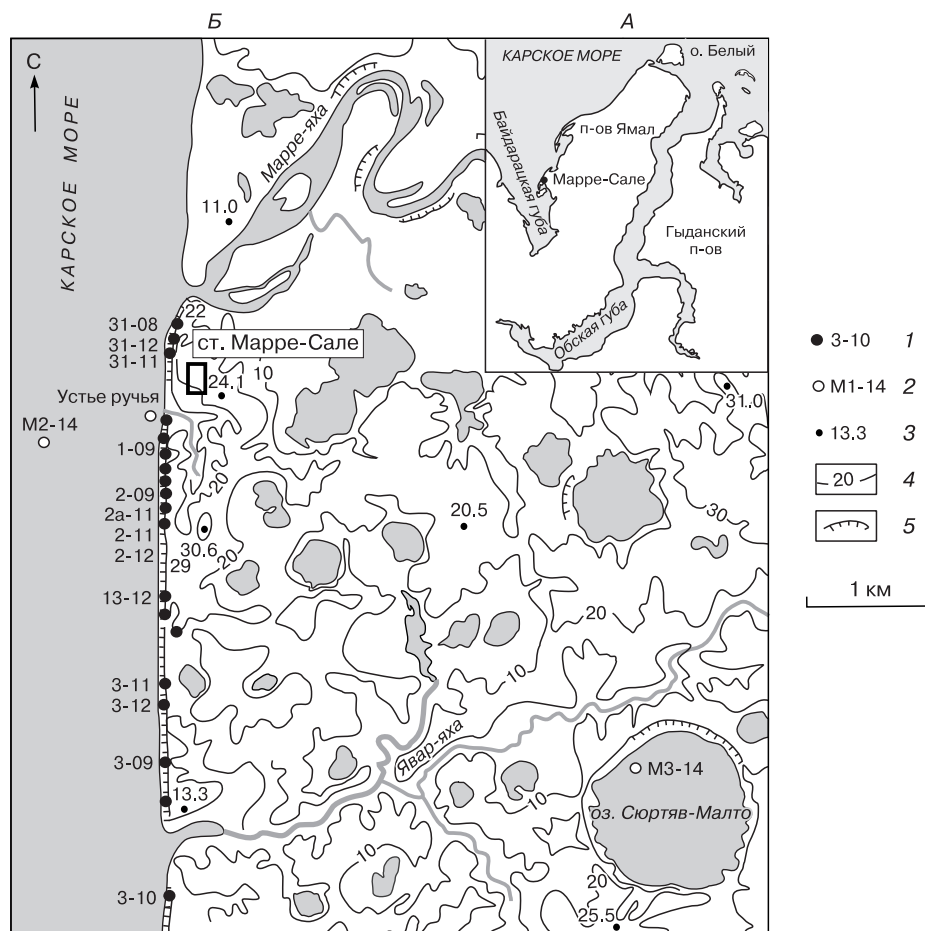


Рис. 2. Схема расположения опорного разреза Марре-Сале (А) и расчисток подземных льдов с изученным химическим составом (Б).

1 – номер и год расчистки с пробами подземного льда; 2 – номер и год проб сезонных льдов; 3 – абсолютные отметки по поверхности; 4 – изогипсы; 5 – береговые уступы.

товых льдов [Каневский и др., 2005; Крицук, 2010; Слагода и др., 2010; Чижова, Васильчук, 2019].

Нижнюю часть разреза составляет марресальская свита с неровной кровлей, на глубине 0–20 м от поверхности вскрываются прибрежно-морские и дельтовые глинистые отложения с прослоями супесей и песков, редко с обломками коренных пород, залегающие в виде складок [Каневский и др., 2005; Романенко и др., 2009]. В центре разреза в песках с прослоями “войлока” из мхов, корней трав, детрита получена радиоуглеродная датировка (42.2 ± 1.7 тыс. л.н. (MPI-49), что позволило отнести эту толщу к каргинскому термохрону позднего неоплейстоцена. В свите выделены породы с первичным эпикриогенным строением и протаявшие и вторично промерзшие отложения таберального комплекса [Стрелецкая и др., 2013].

Верхнюю часть разреза составляют синкриогенные байдарачские и оленьи озерные, озерно-болотные, аллювиальные, эоловые пески, супеси, су-

глинки с возрастом автохтонных растительных остатков от 23.8 до 5.2 тыс. л.н. и мощностью 2–15 м. Кровля этих отложений размыта, что маркируют линзы аллохтонных растительных остатков возрастом от 13.0 до 7.3 тыс. л.н. Покровный горизонт включает склоновые и эоловые пески, озерные супеси, автохтонный торф возрастом 3.5–0.9 тыс. л.н. (рис. 3) [Опокина и др., 2015].

Разновидности подземных льдов неравномерно распределены по вертикали и латерали разреза. Марресальская свита включает нижнюю залежь и фрагменты верхней залежи льда.

Сартанско-голоценовые отложения содержат верхнюю залежь льда с горизонтальными участками, лакколитами и штоками, полигонально-жильные льды, клиновидные тела и кольцевые дайки льда. Нижние части клиньев и даек льда эпигенетически секут таберальный комплекс марресальской свиты, верхнюю залежь льда. Покровные отложения включают мелкие полигонально-

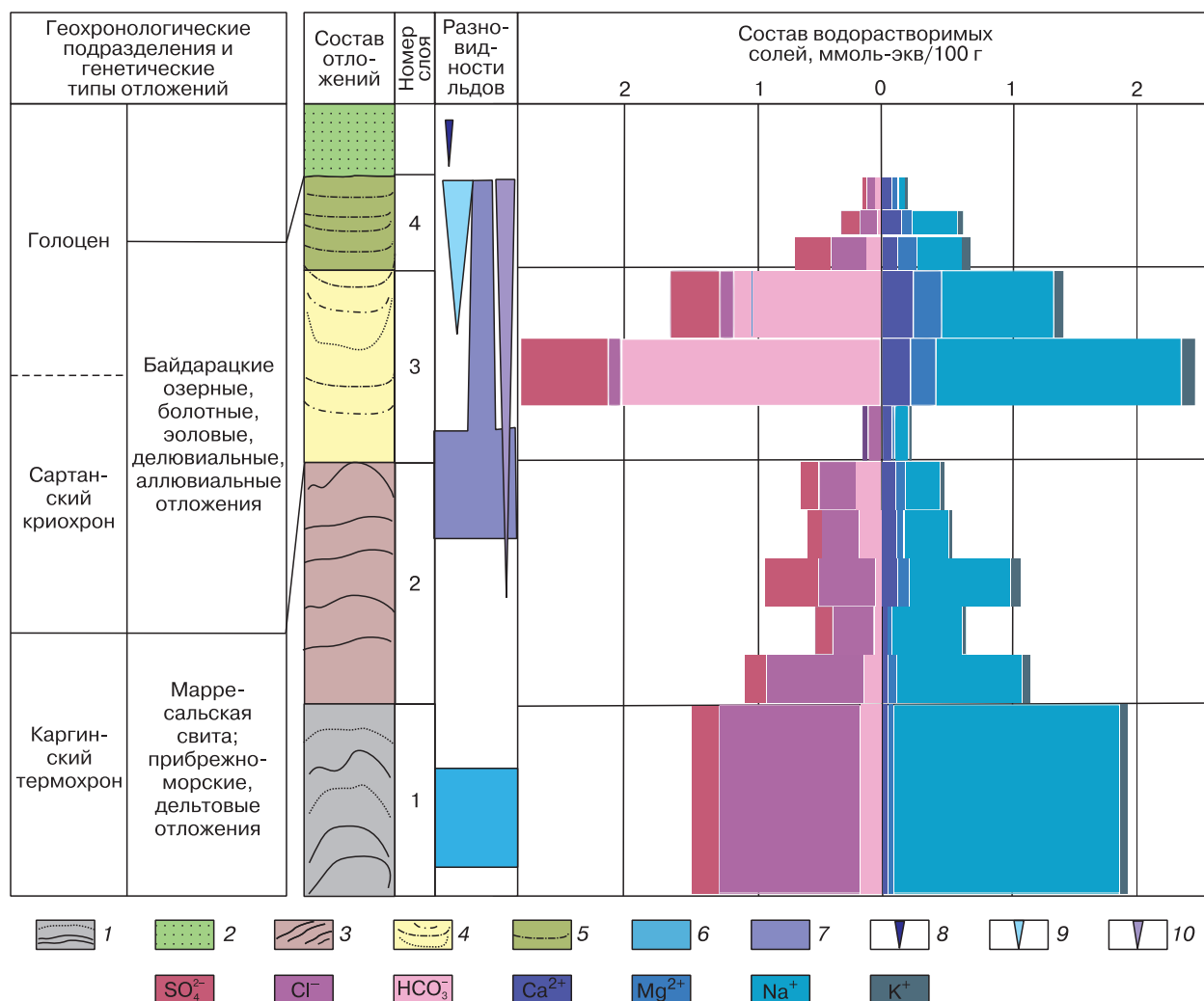


Рис. 3. Схематический разрез Марре-Сале и состав водорастворимых соединений отложений.

1 – глины, суглинки с волнисто-складчатой слоистостью за счет прослоев светлых песков и алевроитов; 2 – пески тонкие пылеватые с прослойками “войлока” из мхов и гофрированной слоистостью; 3 – таберальный комплекс: глины, суглинки, супеси; 4 – пески, супеси слоистые с прослоями и линзами корешков трав, мхов; 5 – супеси горизонтально-слоистые с атакситовой криотекстурой; 6 – пластовый лед нижней залежи; 7 – пластовый лед верхней залежи; 8 – современные полигонально-жильные льды; 9 – полигонально-жильные льды; 10 – клиновидный лед.

жильные льды и элементарные жилки в хасыреях, термоэрозионных ложбинах и на заторфованных склонах [Опокина и др., 2015].

На севере опорного разреза в голоценовых отложениях совместно залегают кольцевые дайки вертикально-полосчатого льда с прожилками грунта и полигонально-жильные льды вертикально-полосчатые с пузырьками воздуха. В центре разреза, в синкриогенных сартанско-голоценовых отложениях, совместно залегают полигонально-жильные льды, клиновидные тела вертикально-полосчатого льда, верхняя залежь – с лакколитами, штоками, горизонтальными, наклонными и складчатыми участками льда [Слагодина и др., 2012].

На юге вскрыта нижняя залежь льда мощностью 2–9 м, залегающая под таберальным комплексом в эпикриогенной глинистой толще с линзовидными криогенными текстурами, параллельными седиментационной слоистости и конфигурации залежи (рис. 4).

В работе проанализирован гидрохимический и микроэлементный состав 67 проб льда, из них: 5 – полигонально-жильного льда, 11 – клиновидного, 31 – пластового, 5 – текстурообразующего, 15 – морского и озерного льда; водные и ацетатно-аммонийные вытяжки 12 проб вмещающих отложений (см. рис. 4) и 3 пробы озерной и речной воды.

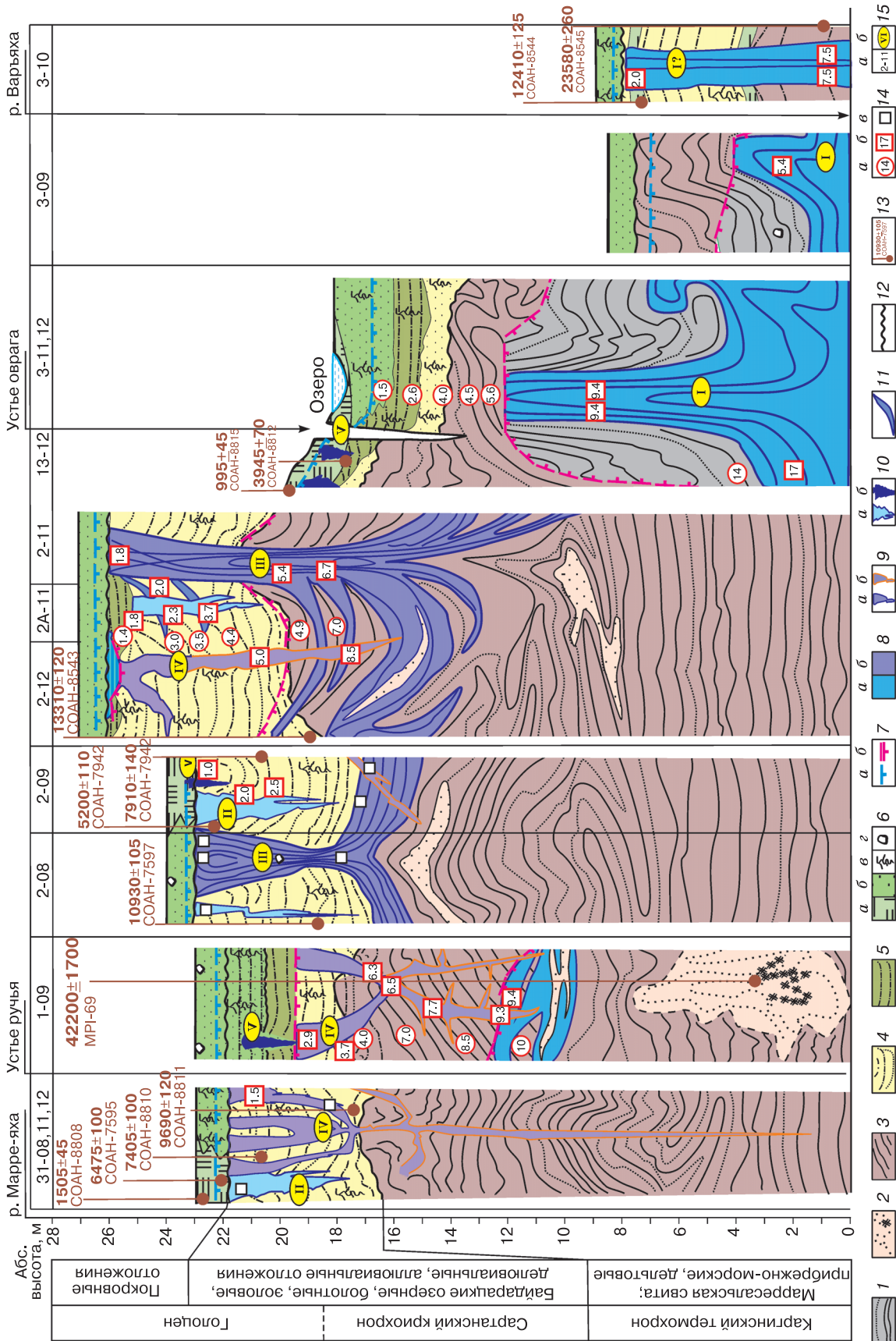


Рис. 4. Стресс отложений и разновидности подземных льдов в опорном разрезе Марре-Сале в 2009–2014 гг., расположение проб.

1 – глины, суглинки с волнисто-складчатой слоистостью за счет прослоев светлых песков и алевроитов; 2 – пески тонкие пылеватые с прослойками "войлока" из мхов и гофрированной слоистостью; 3 – таберальный комплекс: глины, суглинки, супеси; 4 – пески и супеси слоистые с прослойками и линзами корешков трав, мхов; 5 – супеси горизонтально-слоистые с атакитовой криотекстурой; 6 – покровные отложения: торф автохтонный (а), пески пылеватые (б), нитевидные корешки трав (в), гальки, обломки коренных пород (г); 7 – границы многолетнемерзлых пород современных (а), реликтовых (б); 8–11 – подземные льды: 8 – пластовые залежи инъекционно-сегрегационного льда: нижняя (а), верхняя (б), 9 – клиновидные тела (а) и клиновидные дайки (а) и клиновидные тела (б), 10 – полигонально-жильные льды в супеях (а), в торфе (б), 11 – текстурнообразующие шпильки льда; 12 – граница размыва; 13 – радиоуглеродные датировки по данным [Опокина и др., 2015]; 14 – места отбора проб на геохимический состав пород (а), микроэлементный анализ льдов (б), гидрохимический анализ льдов (в); 15 – номер и год расчисток с пробами подземного льда (а), последовательность образования льдов (б).

Результаты исследований геохимии разреза Марре-Сале

Отложения марресальской свиты с первичным эпикриогенным строением (слой 1) имеют хлоридно-натриевый состав водорастворимых соединений и засоленность 0.10 % морского типа. Вторично промерзший таберальный комплекс (слой 2) имеет сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридный, сульфатно-хлоридный и хлоридный, кальциево-натриевый и натриевый состав водорастворимых соединений, засоленность отложений 0.04–0.07 %, преимущественно опресненного морского типа. Байдарацкие синкриогенные отложения (слой 3) имеют сульфатно-гидрокарбонатный и сульфатно-хлоридный, натриевый и кальциево-натриевый состав водорастворимых соединений, засоленность континентального типа 0.01–0.21 %. Состав водорастворимых соединений голоценовых покровных отложений (слой 4) хлоридно-сульфатный и сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридный, магниевое-натриево-кальциевый и кальциево-натриевый, магниевое-натриевый, от-

ложения имеют засоленность 0.01–0.05 % (см. рис. 3).

Подвижные формы микроэлементов отложений имеют следующие распределения (табл. 1). В породах марресальской свиты с первичным эпикриогенным строением понижено соотношение $I/Cl = 1.5 \cdot 10^{-5}$ и повышено Ni, Co по отношению к железу, отмечены аномалии – отрицательная Ce_{an} (0.17) и положительная Eu_{an} (9.8). В отложениях таберального комплекса отмечены увеличение соотношений I/Cl , La к сумме лантаноидов, Fe/Ni , Fe/Co , La/Sm ; отрицательная Ce_{an} (≈ 0) и положительная Eu_{an} (≥ 1) аномалии; корреляция содержаний P, Sn с суммой лантаноидов (здесь и далее $R^2 > 0.7$). В синкриогенных озерных отложениях по сравнению с подстилающим таберальным комплексом возрастают значения I/Cl , I/Br , Ce_{an} и отмечены значительные колебания Fe/Ni , Fe/Co , наблюдается корреляция содержаний Be, Co, Y и суммы лантаноидов.

В сегрегационных льдах, образующих линзовидные, атакситовые и массивные криотекстуры

Таблица 1. Соотношения микроэлементов в отложениях и подземных льдах

Тип отложений, льдов и вод	Значение	I/Cl	Br/Cl	Fe/Ni	Fe/Co	La, %	Ce_{an}	Eu_{an}	La/Sm
Значение кларка континентальной коры [Справочник..., 1990]	сред.	$3.8 \cdot 10^{-3}$	$1.9 \cdot 10^{-2}$	751	2252	20	0.91	0.93	5.0
Озерные донные отложения Ямала [Кремлева, 2015]	сред.	–	–	609	1799	20	1.04	1.34	6.1
Первичные эпикриогенные отложения (слой 1)	сред.	$1.5 \cdot 10^{-5}$	$4.1 \cdot 10^{-3}$	31	65	50	0.17	9.8	16
Текстурообразующий лед (слой 2)		$3.4 \cdot 10^{-4}$	$4.4 \cdot 10^{-3}$	14	55	94	0.01	15	319
Эпикриогенные таберальные отложения (слой 2)	мин.	$1.1 \cdot 10^{-7}$	$3.7 \cdot 10^{-3}$	31	74	61	0.01	2.6	22
	макс.	$1.8 \cdot 10^{-4}$	$6.6 \cdot 10^{-3}$	57	112	94	0.13	6.4	273
	сред.	$6.5 \cdot 10^{-5}$	$5.0 \cdot 10^{-3}$	41	94	78	0.01	4.5	99
Синкриогенные отложения (слой 3)	мин.	$2.1 \cdot 10^{-5}$	$3.6 \cdot 10^{-3}$	8.8	10	37	0.08	1.3	8.0
	макс.	$1.2 \cdot 10^{-4}$	$8.4 \cdot 10^{-3}$	64	127	71	0.31	6.1	34
	сред.	$5.9 \cdot 10^{-5}$	$5.3 \cdot 10^{-3}$	43	86	57	0.17	3.1	22
Текстурообразующий лед (слой 3)	мин.	$3.8 \cdot 10^{-4}$	$5.1 \cdot 10^{-3}$	22	94	15	0.95	1.1	3.8
	макс.	$4.4 \cdot 10^{-4}$	$5.4 \cdot 10^{-3}$	80	278	19	1.09	1.1	4.7
	сред.	$4.1 \cdot 10^{-4}$	$5.3 \cdot 10^{-3}$	51	186	17	1.02	1.1	4.2
Синкриогенные озерно-болотные отложения (слой 4)	мин.	$1.2 \cdot 10^{-4}$	$7.3 \cdot 10^{-3}$	63	147	35	0.09	1.6	8.0
	макс.	$2.4 \cdot 10^{-4}$	$1.0 \cdot 10^{-2}$	85	243	70	0.34	5.0	37
	сред.	$1.8 \cdot 10^{-4}$	$8.6 \cdot 10^{-3}$	76	203	50	0.23	3.2	5.4
Нижняя залежь пластового льда	мин.	$2.1 \cdot 10^{-4}$	$3.3 \cdot 10^{-3}$	14	34	18	0.03	0.8	4.1
	макс.	$1.4 \cdot 10^{-3}$	$4.7 \cdot 10^{-3}$	173	1000	85	0.85	3.5	113
	сред.	$5.4 \cdot 10^{-4}$	$4.2 \cdot 10^{-3}$	57	306	42	0.52	1.5	31
Верхняя залежь пластового льда	мин.	$7.7 \cdot 10^{-5}$	$2.2 \cdot 10^{-3}$	15	77	17	0.24	0.7	3.9
	макс.	$2.7 \cdot 10^{-3}$	$6.7 \cdot 10^{-3}$	186	900	51	0.98	2.5	19
	сред.	$6.8 \cdot 10^{-4}$	$4.4 \cdot 10^{-3}$	51	297	27	0.70	1.1	7.8
Полигонально-жильный лед	мин.	$2.2 \cdot 10^{-4}$	$2.6 \cdot 10^{-3}$	29	133	18	0.41	0.9	4.2
	макс.	$7.6 \cdot 10^{-4}$	$4.3 \cdot 10^{-3}$	86	414	33	1.01	1.5	7.9
	сред.	$4.4 \cdot 10^{-4}$	$3.3 \cdot 10^{-3}$	65	266	25	0.71	1.1	6.3
Клиновидные льды	мин.	$1.0 \cdot 10^{-4}$	$2.0 \cdot 10^{-3}$	10	23	15	0.07	0.8	3
	макс.	$8.1 \cdot 10^{-4}$	$5.2 \cdot 10^{-3}$	94	1115	80	1.04	4.1	70
	сред.	$4.4 \cdot 10^{-4}$	$3.9 \cdot 10^{-3}$	26	279	42	0.38	1.7	19

во всей мерзлой толще, минерализация варьирует от 13 до 472 мг/дм³ при среднем значении 159 мг/дм³.

В таберальном комплексе марресальской свиты (слой 2) ледогрунтовой прослой лда на контакте суглинка и песка имеет минерализацию 472 мг/дм³ и хлоридно-натриевый состав, а шилы в глинах – 166 мг/дм³ и гидрокарбонатно-хлоридный натриевый состав. Текстурирующие льды имеют повышенные содержания В, Р, Na, Cl, Li, Cr, Mn, Fe, Se, Br, Mo, Cd, Sn, I, La, Eu. Наиболее высокие превышения кларков речных вод выявлены для Br и Sn – в 40 раз, I – в 32 раза, Cl и Mn – в 20 раз, Na, B, La, Eu – в 13–17 раз. В этих льдах повышена доля La к сумме лантаноидов, выявлены аномалии (отрицательная $Ce_{an} \approx 0$, положительная Eu_{an}) и повышенное соотношение La/Sm, близкое к распределению во вмещающих отложениях.

Текстурирующий лед в синкриогенных песках и супесях (слой 3) – ультрапресный и пресный с минерализацией от 59 до 85 мг/дм³, в среднем 72 мг/дм³, состав хлоридно-гидрокарбонатный калиево-натриевый с повышенным содержанием Al, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Se, Br, Nb, Mo, Sn, I, всех 14 лантаноидов. Причем Sc превышает кларк речных вод в 141 раз, Nb – в 88 раз, Sn,

Fe, Mo – в 10–12 раз, лантаноиды – в 8–30 раз, Co, Ti – в 6–8 раз. Лед имеет $Ce_{an} \approx 1$, $Eu_{an} \approx 1$, низкое соотношение La/Sm по сравнению с вмещающими породами. Общая минерализация имеет корреляцию с содержанием почти всех микроэлементов расплава, кроме Fe, Se, As, Th. Значения Fe/Ni (от 22 до 80) и Fe/Co (от 94 до 278) отражают накопление железа в текстурообразующих льдах (см. табл. 1).

Пластовые льды характеризуются колебаниями минерализации от ультрапресной до слабосоленой. Лед с высокой минерализацией 455 мг/дм³ представлен ледогрунтом – суглинком с тонкими (1 см) слоями чистого льда гидрокарбонатно-хлоридного кальциево-натриевого состава. Пластовый лед нижней залежи имеет минерализацию от 23 до 455 мг/дм³ при среднем значении 155 мг/дм³, гидрокарбонатно-хлоридный и хлоридный, кальциево-магниевый-натриевый, кальциево-натриевый и натриевый состав (рис. 4, 5, А), обогащен всеми элементами, характерными для регионального фона (B, Na, Cl, Sc, V, Mn, Fe, Co, Br, Nb, Mo, Sn, I, лантаноиды) и дополнительно P, Ti, Se, W, относительно кларков речных вод (табл. 2). Значительные превышения кларков отмечены для Sc (в 67 раз), Cl, Nb, I, La (в 14–15 раз), Mn и Br (в 12 раз), Eu (в 8 раз), Sn (в 6 раз). Сумма содер-

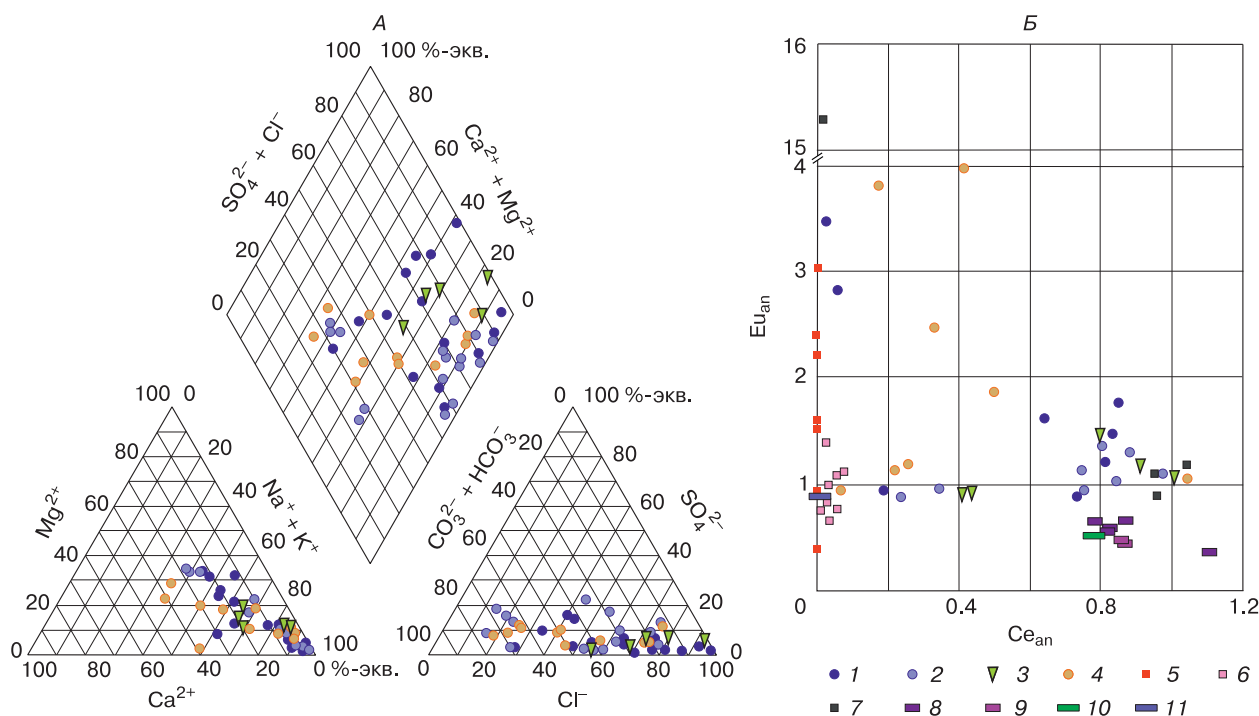


Рис. 5. Гидрохимический состав (А), цериевая и европиевая аномалии (Б) подземных льдов опорного разреза Марре-Сале и о. Новая Сибирь.

1 – нижняя залежь пластового льда; 2 – верхняя залежь пластового льда; 3 – полигонально-жильный лед; 4 – клиновидный лед; 5 – морской сезонный лед; 6 – озерный сезонный лед; 7 – текстурообразующий лед; 8 – пластовый лед нижней залежи о. Новая Сибирь [Иванова, 2012]; 9 – пластовый лед верхней залежи о. Новая Сибирь [Иванова, 2012]; 10 – кларк речных вод; 11 – кларк морских вод.

Таблица 2. Микроэлементный состав подземных льдов в районе мыса Марре-Сале

Элемент	Пластовый лед нижней залежи			Пластовый лед верхней залежи			Полигонально-жильный лед			Клиновидные льды			Текстурообразующие льды		
	мин.	макс.	сред.	мин.	макс.	сред.	мин.	макс.	сред.	мин.	макс.	сред.	мин.	макс.	сред.
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
P	0.03	0.16	0.08	0.04	0.32	0.11	–	–	–	0.05	0.09	0.07	–	–	0.08
S	0.57	4.20	1.72	1.10	7.50	2.64	–	–	–	0.43	6.20	1.75	–	–	4.30
Cl	14	230	81	9.60	130	40	–	–	–	3.80	120	24.2	–	–	170
Li	0.44	6.40	2.12	0.85	7.30	2.79	0.15	2.20	0.79	0.66	7.30	2.21	1.90	7.60	5.34
Be	0.003	0.023	0.007	0.003	0.019	0.008	0.005	0.023	0.012	0.003	0.018	0.008	0.018	0.024	0.011
B	8.71	450	97	16	740	132	8.10	110	34.8	15.0	400	81.1	12.0	420	183
Al	1.40	840	119	37	290	106	33.0	300	137	1.50	130	42.3	66.5	790	359
Sc	0.07	0.49	0.27	0.16	0.52	0.28	0.16	0.27	0.22	0.15	0.32	0.22	0.56	0.57	0.57
Ti	0.57	38.0	5.66	1.60	12.0	4.73	0.66	9.50	4.04	0.20	4.50	1.67	0.70	32.0	15.2
V	0.23	9.80	2.72	0.81	10.0	3.57	0.49	1.40	0.90	0.36	4.90	1.54	1.37	8.20	4.14
Cr	0.19	2.40	0.90	0.24	2.10	0.70	0.39	2.30	1.01	0.07	1.10	0.33	1.12	2.20	1.81
Mn	20	774	118	17	130	73	41.0	85.0	61.8	6.00	590	219	69.0	260	156
Fe	33	828	169	80	260	139	89.0	250	167.8	29.0	290	79.7	42.0	640	313
Co	0.11	3.48	0.78	0.29	1.60	0.69	0.53	0.76	0.64	0.03	1.40	0.61	0.11	4.90	2.02
Ni	0.95	5.10	2.62	1.40	8.80	4.56	1.60	3.10	2.62	1.20	6.10	3.33	1.98	21.0	8.52
Cu	0.72	7.30	3.19	1.10	23	8.52	1.20	9.80	3.62	0.86	12.0	3.84	3.34	7.50	5.46
Zn	0.69	18.6	4.06	0.84	9.10	3.19	2.00	9.60	3.76	0.69	11.0	3.00	0.67	4.80	3.38
Ga	0.01	0.20	0.04	0.02	0.07	0.04	0.01	0.08	0.04	0.004	0.053	0.030	0.02	0.22	0.14
Ge	0.003	0.034	0.013	0.004	0.029	0.011	0.007	0.010	0.008	0.004	0.014	0.009	0.012	0.028	0.022
As	0.32	6.10	2.45	0.83	14	3.32	0.26	0.75	0.41	0.23	3.70	0.97	0.83	1.60	1.20
Se	0.086	1.500	0.448	0.12	0.56	0.30	0.18	0.29	0.23	0.07	0.35	0.17	0.28	1.30	0.66
Br	32	890	244	19	530	114	22.0	130	55.2	16.0	460	95.2	50	740	287
Rb	0.13	1.10	0.52	0.18	0.89	0.49	0.50	1.10	0.67	0.25	0.56	0.39	0.85	1.60	1.35
Sr	3.60	190	30	3.10	74	21	7.70	18.0	10.7	7.10	44.0	23.4	18	64	34
Y	0.01	0.49	0.12	0.05	0.32	0.15	0.08	0.28	0.20	0.01	0.19	0.07	0.02	0.65	0.43
Zr	0.01	0.95	0.21	0.03	0.96	0.25	0.12	0.38	0.27	0.01	0.21	0.07	0.02	1.80	0.92
Nb	0.0004	0.09	0.01	0.004	0.031	0.013	0.003	0.022	0.010	0.0004	0.012	0.004	0.0012	0.0920	0.0587
Mo	0.06	19.0	3.11	0.43	5.60	1.92	0.04	0.31	0.15	0.06	5.80	1.04	0.54	28.0	8.77
Cd	0.003	0.360	0.061	0.003	0.051	0.018	0.007	0.530	0.208	0.010	0.990	0.255	0.023	0.390	0.161
Sn	0.02	0.80	0.23	0.07	9.50	2.12	0.06	2.90	0.75	0.02	0.31	0.11	0.36	1.60	0.84
Sb	0.04	1.80	0.36	0.05	1.10	0.27	0.03	0.11	0.08	0.07	0.45	0.18	0.06	0.95	0.42
I	3.00	110	30	1.60	36	9.74	2.10	27.0	8.26	2.80	20.0	7.95	3.70	64.0	24.5
Cs	0.003	0.055	0.012	0.004	0.022	0.010	0.002	0.019	0.008	0.001	0.056	0.014	0.010	0.047	0.030
Ba	1.30	58.0	9.22	1.90	24	6.29	3.70	14.0	8.34	1.50	13.0	6.91	8.15	39.0	17.3
La	0.05	3.20	0.72	0.06	0.35	0.16	0.12	0.59	0.32	0.02	3.00	0.44	0.42	0.67	0.55
Ce	0.008	1.00	0.241	0.07	0.75	0.27	0.19	0.46	0.38	0.02	0.40	0.13	0.01	1.20	0.77
Pr	0.003	0.120	0.029	0.01	0.09	0.03	0.02	0.07	0.05	0.00	0.05	0.02	0.001	0.140	0.090
Nd	0.010	0.530	0.121	0.04	0.35	0.14	0.08	0.30	0.21	0.01	0.22	0.08	3.70	64.0	24.5
Sm	2.40	130	27	9.70	82	30	16.0	75.0	49.6	2.30	43.0	16.7	2.10	120	77.4
Eu	1.80	32	7.94	3.30	16	7.92	6.10	18.0	13.3	1.90	11.0	5.2	10.0	33.0	24.7
Gd	4.10	170	36	12.0	130	44.8	20.0	95.0	62.6	3.20	72.0	24.4	3.60	140	94.5
Tb	0.34	22	4.42	1.40	11.0	4.63	2.50	11.0	7.46	0.40	7.30	2.65	0.42	19.0	12.5
Dy	1.90	130	24.4	9.70	53.0	25.3	13.0	62.0	40.4	2.10	34.0	13.6	2.20	110	74.1
Ho	0.50	25	4.9	1.90	12.0	5.53	2.90	13.0	7.96	0.58	6.7	2.65	0.70	23.0	14.6
Er	1.00	69	13.9	6.30	35.0	15.9	6.90	39.0	22.8	1.70	24.0	8.60	1.80	63.0	40.9
Tm	0.16	10	2.2	1.10	5.60	2.54	1.00	5.90	3.52	0.23	2.6	1.06	0.27	9.00	6.06
Yb	1.10	65	11.8	4.50	38.0	14.8	5.40	41.0	21.5	2.10	17.0	7.46	2.30	57.0	36.1
Lu	0.21	10	2.2	0.73	5.70	2.52	1.20	6.70	3.66	0.36	3.7	1.34	0.52	10.0	6.2
Hf	0.21	22	4.9	0.82	13.0	5.89	1.20	8.90	6.26	0.12	8.7	3.16	0.37	28.0	16.1
Ta	<0.02	4.4	1.1	0.36	2.90	1.04	0.22	1.70	0.80	0.03	0.8	0.31	0.03	4.20	2.54
W	5.20	260	65.1	8.00	380	79.6	1.30	7.20	4.14	5.70	200	61.7	7.00	92.0	39.3
Tl	0.47	5.0	1.9	0.67	3.80	1.62	1.70	3.00	2.36	0.69	18.0	4.99	1.40	2.90	2.33

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Pb	<30	430	165	60.0	540	161	<50	260	150	51.0	380	160	200	290	245
Bi	0.64	5.5	2.3	1.50	6.70	3.56	0.26	14.0	3.76	0.21	4.50	1.34	0.24	5.30	3.41
Th	0.90	94	25	6.70	70.0	28.1	8.00	54.0	34.4	0.64	42.0	10.7	0.91	180	97.0
U	17	340	73	34.0	110	65.5	8.20	40.0	23.8	4.40	140	44.9	180	540	313

Примечание. Единицы измерения: мг/дм³ (P, S, Cl), мкг/дм³ (Li, Be, B, Al, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Cd, Sn, Sb, I, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd), нг/дм³ (Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Tl, Pb, Bi, Th, U).

жаний лантаноидов имеет корреляцию с содержанием P, Sc, V, Co, Ge, Rb, Y, Mo, Cd, Sn, Sb, Tl, Bi, Th. Для льда выявлена отрицательная Se_{an} (0.52) и положительная Eu_{an} (1.54) аномалии (см. рис. 5, Б, табл. 2). Сверху вниз в залежи льда наблюдаются: 1) увеличение минерализации, доли Cl^- (от 17 до 38 %) и Na^+ (от 19 до 40 %), содержания Br (от 0.15 до 0.32 мг/дм³); 2) уменьшение доли HCO_3^- (от 28 до 9 %), SO_4^{2-} (от 7 до 2 %) и Mg^{2+} (от 16 до 3 %), содержания Mn (от 0.12 до 0.02 мг/дм³), Fe (от 0.27 до 0.06 мг/дм³).

Пластовый лед верхней залежи, залегающей в отложениях таберального комплекса и синкриогенных озерно-аллювиальных отложениях, имеет минерализацию от 33 до 274 мг/дм³ при среднем значении 94 мг/дм³, гидрокарбонатно-хлоридный, гидрокарбонатный, кальциево-магниево-натриевый и натриевый состав. Лед обогащен фоновыми элементами и P, Ti, Ni, As, W, выявлена отрицательная Se_{an} (0.70) и положительная Eu_{an} (1.08) аномалии, которые несколько выше величин аномалий нижней залежи. Особенно высокие превышения кларков речных вод выявлены для Sc (в 70 раз), Sn (в 53 раза), Nb (в 13 раз), B, Cl, Mn, Br, I, Pr, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho (в 5–9 раз).

Сумма лантаноидов имеет корреляцию с содержанием Be, Fe, Ga, Y, Cs, Bi. Сверху вниз в верхней залежи льда наблюдается увеличение минерализации, доли Cl^- от 11 до 31 % и Na^+ от 17 до 34 %, содержания Br от 0.02 до 0.07 мг/дм³, Nb от 6.5 до 26 нг/дм³, I от 1.8 до 25 мкг/дм³; уменьшение доли HCO_3^- от 32 до 16 %, SO_4^{2-} от 7 до 2 %, Ca^{2+} от 12 до 1 %, Mg^{2+} от 17 до 7 %, содержание Mn от 0.11 до 0.02 мг/л.

Полигонально-жильный лед ультрапресный и пресный (21–88 мг/дм³), имеет гидрокарбонатно-хлоридный, хлоридный, натриевый состав, повышенные значения фоновых элементов, кроме Cl, V, Mo. Лед имеет отрицательную Se_{an} (0.71) и положительную Eu_{an} (1.12) аномалии. Наиболее высокие превышения выявлены для Sc (в 54 раза), Sn (в 19 раз), Nb (в 10 раз), Mn (в 6 раз), лантаноидов (в 5–13 раз).

Сумма лантаноидов имеет корреляцию с содержанием Be, Cl, Sc, Y, Cd, Te, Th, U. Сверху вниз в жилах также отмечено незначительное увеличение доли Cl^- (от 35 до 47 %) и SO_4^{2-} (от 1 до

4 %), содержания Mn (от 45 до 85 мкг/дм³), Br (от 33 до 66 мкг/дм³), Nb (от 0.08 до 0.22 мкг/дм³), I (от 2 до 5 мкг/дм³), Fe (от 89 до 250 мкг/дм³) и небольшое уменьшение доли HCO_3^- (от 14 до 0 %), Ca^{2+} (от 10 до 2 %), Mg^{2+} (от 10 до 5 %).

Клиновидные льды пресные и опресненные (классификационное название) – от 23 до 239 мг/дм³, имеют гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-хлоридный, хлоридно-гидрокарбонатный, магниевый-кальциево-натриевый, магниевый-натриево-кальциевый и натриевый состав. В составе обнаружены повышенные концентрации P, W и фоновых элементов, кроме Mo, отрицательная Se_{an} (0.38) и положительная Eu_{an} (1.74) аномалии. Наиболее высокие превышения выявлены для Sc (в 56 раз), Mn (в 22 раза), La (в 9 раз). Сумма лантаноидов имеет корреляцию с содержанием Al, Cr, Fe, Cs, Bi (см. табл. 2). С увеличением глубины в клиньях льда наблюдаются уменьшение доли Mg^{2+} от 12 до 4 %, увеличение минерализации и содержания I от 3 до 14 мкг/дм³.

Морской лед по минерализации среднесоленый (от 1.1 до 3.5 г/дм³), состав хлоридный, магниевый-натриевый. Относительно кларков морских вод лед обогащен P, Al, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Se, Zr, Cd, Sn, Sb, лантаноидами, Pb, Th. Наиболее значительные превышения выявлены для La (в 3000 раз), Mn (в 400 раз), Th (в 169 раз), Cr (в 120 раз), Ce (в 100 раз), Se (в 70 раз), Cu (в 60 раз), Fe (в 40 раз). Состав основных ионов в морском льду по глубине не изменяется, содержание микроэлементов (Br от 4.8 до 7.2 мг/дм³, Nb от 4 до 7 нг/дм³, I от 4 до 8 мкг/дм³, Se от 6 до 9 мкг/дм³, Fe от 0.18 до 0.23 мг/дм³) растет с глубиной. Для него выявлена сильноотрицательная Se_{an} (0.002) и положительная Eu_{an} (1.75) аномалии (см. рис. 5, Б). Сумма лантаноидов имеет корреляцию с содержанием Cs.

Озерный лед ультрапресный (4–23 мг/дм³), сульфатно-хлоридный и гидрокарбонатно-хлоридный, натриевый и кальциево-натриево-магниевый, обогащен Sc в 29 раз (на поверхности льда), La в 14 раз, Nb и Sn в 2 раза. Выявлена отрицательная Se_{an} (0.04) и близкая к единице Eu_{an} (0.95) аномалии. С увеличением глубины льда отмечено уменьшение минерализации, доли Cl^- от 41 до 23 %, SO_4^{2-} от 6 до 3 %, Na^+ от 35 до 14 %, концент-

рации Mn от 8 до 4 мкг/дм³, Br от 32 до 3 мкг/дм³, Nb от 4 до 1 нг/дм³, I от 3 до 1 мкг/дм³, Fe от 67 до 20 мкг/дм³; увеличение доли HCO_3^- от 4 до 25 %, Ca^{2+} от 3 до 12 %, содержаний Mo от 0.3 до 0.7 мкг/дм³, Cd от 0.04 до 0.15 мкг/дм³. Сумма лантаноидов имеет корреляцию с содержанием Be, Se, Zr.

Воды озер и ручья ультрапресные и пресные (27–54 мг/дм³), гидрокарбонатно-хлоридные и магниевые-натриевые, имеют повышенные содержания Sc, Mn, Fe, I относительно кларков речных вод.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Многолетнемерзлые отложения опорного разреза Марре-Сале по содержанию водорастворимых солей различаются условиями накопления и промерзания.

Отложения марресальской свиты с первичным эпикриогенным строением по засоленности (0.1 %) и содержанию хлоридов (74 %) близки к водам неуплотненных донных прибрежно-морских осадков и имеют синхронный тип засоления

(засоление происходило одновременно с осадконакоплением) [Брушков, 2007; Ривкин и др., 2007].

Отложения таберального комплекса свиты с засоленностью 0.05 %, содержанием хлоридов 55 % и сульфатов 26 % формировались в прибрежных условиях, были опреснены при протаивании и инфильтрации поверхностных вод в талики [Крицук, 2010]. На перераспределение элементов в талике за счет опреснения могут указывать уменьшение доли Ni, Co, I вниз по разрезу, сохранение отрицательной морской $\text{Ce}_{\text{ан}}$ аномалии и увеличение $\text{Eu}_{\text{ан}}$ аномалии. Резкие колебания ионного состава и вариации Fe/Ni, Fe/Co, La/Sm могут быть связаны с миграцией элементов из поверхностных вод и с условиями промерзания в замкнутом талике. В текстуробразующих льдах с высокой минерализацией, залегающих в породах таберального комплекса, высокие относительные содержания Br, Fe, значения аномалий лантаноидов и высокие содержания B, Mn, Br, I (рис. 6) указывают на то, что источником микроэлементов являются вмещающие породы прибрежно-морского генезиса (см. табл. 1), т. е. при промерзании таликов в текс-

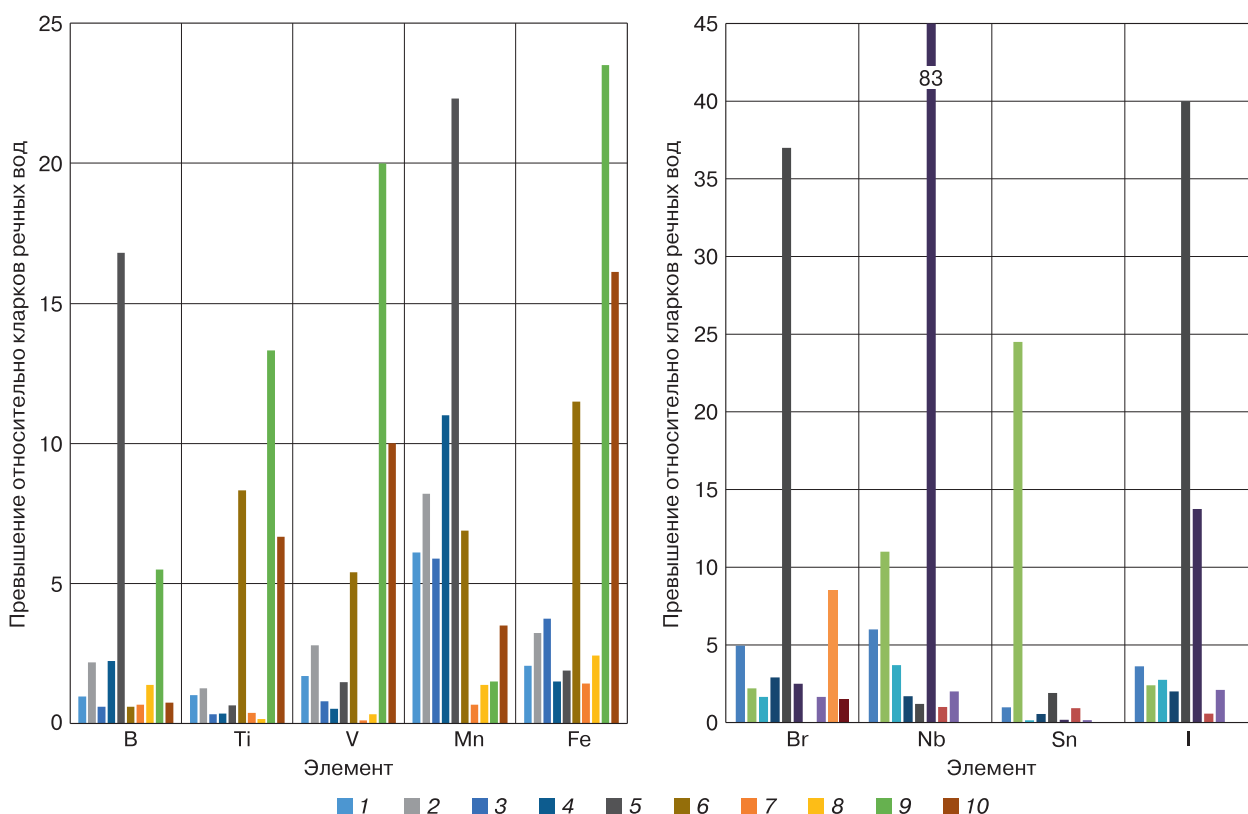


Рис. 6. Превышение кларков речных вод по медианным значениям в подземных льдах:

1, 2 – пластовый лед нижней и верхней залежи соответственно; 3 – полигонально-жильный лед; 4 – клиновидные льды; 5 – текстуробразующий лед в таберальном комплексе; 6 – текстуробразующий лед в синкриогенной толще; 7 – вода озер Западной Сибири [Кремлева, 2015]; 8 – поверхностные воды; 9, 10 – пластовый лед о. Новая Сибирь нижней и верхней залежи соответственно [Иванова, 2012].

турообразующих льдах сохраняется информация о первичном составе отложений.

В синкриогенных озерных и озерно-болотных отложениях по сравнению с подстилающими возрастает величина Se_{an} аномалии, отмечено уменьшение Eu_{an} аномалии и соотношения La/Sm (см. табл. 1), что может быть связано с большим содержанием органических остатков в континентальных условиях осадконакопления. Эти соотношения микроэлементов в многолетнемерзлых отложениях отличны от донных озерных отложений Центрального Ямала, которые не подвергались промерзанию [Кремлева, 2015]. Текстурирующий сегрегационный лед наследует из вмещающих субаэральных и озерных отложений состав микроэлементов, значения аномалий лантаноидов, повышенные содержания Fe, Ti, V, Nb (см. рис. 6). Лед формировался за счет пресных внутригрунтовых вод, обогащенных микроэлементами из отложений.

Пластовые льды нижней залежи, залегающие в морских отложениях, имеют широкий диапазон изменения содержаний основных ионов (см. рис. 5, А, 6), в отличие от пресных пластовых льдов хлоридно-натриевого состава нижней залежи о. Новая Сибирь [Иванова, 2012]. Такие вариации концентраций в пластовых льдах Ямала, связанные с морским типом засоления, характерны для сегрегационного механизма льдообразования при эпигенетическом промерзании донных осадков [Хименков, 1991; Дубиков, 2002; Стрелецкая, Лейбман, 2002; Васильчук, 2010; Крицук, 2010]. Из диаграммы Пайпера (см. рис. 5, А) следует, что по содержанию главных ионов пробы льда не образуют отдельных полей, что не позволяет различать типы льда без дополнительных признаков. Пластовые льды нижней залежи отличаются контрастными вариациями содержаний микроэлементов. Прослой слабосоленого льда по распределению лантаноидов сходны с морскими водами, прослой ультрапресного льда – с поверхностными водами. В разрезе залежи распределение элементов внизу залежи имеет наибольшее сходство с составом микроэлементов вмещающих глинистых морских отложений, вверху залежи присутствуют слои льда как с морскими микроэлементами, так и с микроэлементами пресных вод. Следовательно, при сегрегационном льдообразовании нижней залежи происходило перераспределение микроэлементов в промерзающих донных илах. Высокие содержания редкоземельных элементов могут быть связаны с разложением органики [Манасынов и др., 2012], а высокие содержания Fe и P, вероятно, с новообразованным вивинитом.

Пластовые льды верхней залежи в целом более пресные, чем льды нижней залежи, и имеют больший диапазон вариаций содержаний ионов и микроэлементов. Внизу залежи состав близок к

составу растворов из оттаявших морских отложений, а вверху – к составу вод талика. Инъекционный поток воды, формировавший верхние части штоков и лакколитов, был более пресным, поскольку промерзание водоносного талика сопровождалось перераспределением ионов и микроэлементов по вертикали и криогенной метаморфизацией раствора.

Нижняя и верхняя пластовые залежи льда, сложенные инъекционно-сегрегационным и сегрегационным льдом, имели пульсирующий характер льдовыделения и перераспределения компонентов при промерзании [Крицук, 2010; Слагода и др., 2012]. С этим связаны вариации соотношений ионов и микроэлементов в пластовых льдах. Различия в значениях аномалий лантаноидов в нижней и верхней залежах пластового льда связаны с разными источниками вод. Пластовый лед нижней залежи имеет более низкие значения цериевой аномалии и более высокие значения европиевой аномалии и обогащен более легкими редкоземельными элементами относительно пластового льда верхней залежи. Пластовые льды наследуют состав водорастворимых соединений вод таликов и поровых растворов в результате криогенной концентрации и миграции микроэлементов в талике и сходны с клиновидными льдами и текстурирующими льдами синкриогенных отложений. Пластовые льды Марре-Сале отличаются неравномерным распределением лантаноидов (см. рис. 5, Б), низкими концентрациями Ti, V, Fe, но более высокими концентрациями Mn, Nb, I (см. рис. 6) по сравнению со льдом о. Новая Сибирь [Иванова, 2012], что, вероятно, связано с большим влиянием моря на четвертичные отложения, поверхностные воды и атмосферные осадки в Карском регионе. Источником повышенных концентраций Ni, V могут быть грунтовые (подпочвенные) газы, а Fe, Ti – минеральные частицы [Пекедова, 2007]. Сходства микроэлементов, характерных для глубинных вод, поступавших по разломам [Крицук, 2010], не выявлено, поскольку для мезозойского гидрогеологического бассейна Западной Сибири характерны минерализованные воды (от 3 г/дм³ и более), имеющие еще более высокие содержания Ni, Co, Ti [Матусевич, Ковяткина, 2010].

Концентрации ионов и микроэлементов зависят от скорости и температуры льдообразования. При росте кристаллов льда происходит вытеснение компонентов в поровые растворы и, далее, адсорбция микроэлементов на поверхности пород или их защемление между кристаллами льда [Комаров, Волков, 2007]. Наибольшие концентрации Sc выявлены в пластовых льдах и текстурирующих льдах синкриогенных отложений. Во взвешках изо льда его превышения не обнаружено, т. е. Sc при сегрегационном льдообразовании остается

в растворимой форме. Концентрация Р коррелирует с величиной рН, его подвижность наиболее высока в щелочной среде [Третьякова и др., 2010]. В отдельных слоях пластового льда обнаружены высокие концентрации Cd и Sb (в 1.8 раза превышен кларк речных вод) и Mo (в 19 раз). Такое насыщение элементами могло происходить при выщелачивании вмещающих суглинков [Кремлева, 2015].

Полигонально-жильные льды ультрапресного состава с узким диапазоном изменений минерализации и концентраций микроэлементов формировались в синкриогенной верхнесартанско-голоценовой толще за счет атмосферных осадков при быстром льдовыделении в морозобойных трещинах. Накопление микроэлементов в этих льдах связано с превышением фоновых концентраций Na, Mn, Fe в атмосфере [Пекедова, 2007] и лантаноидов в зимних осадках арктической зоны Сибири [Иванова, 2012]. Низкие концентрации V, Sr, Mo, W в полигонально-жильном льду Марре-Сале связаны, вероятно, с содержанием этих элементов в аэрозолях атмосферы Арктики, так как низкие содержания V в полигонально-жильном льду и Sr в снегу выявлены на о. Новая Сибирь [Иванова, 2012]. Повышенные содержания тяжелых металлов в полигонально-жильных льдах Западного Ямала относительно кларков речных вод могут быть связаны с участием озерных или болотных вод, как в жилах Северной Якутии [Буданцева, Васильчук, 2017]. Увеличение содержаний ионов и микроэлементов в нижних частях жил может быть связано с участием надмерзлотных вод и влиянием вмещающих отложений на формирование жилы [Бутаков и др., 2020].

Клиновидные льды по морфологическим признакам сходны с полигонально-жильным льдом, но имеют повышенную минерализацию и широкий диапазон содержаний микрокомпонентов и основных ионов. Состав микроэлементов этого льда, залегающего в озерных отложениях, по распределению лантаноидов близок к составу вод подозерного талика, при промерзании которого он формировался. Состав клиновидного льда, залегающего в таберальном комплексе марресальской свиты, близок к составу вод более глубокого талика в прибрежно-морских отложениях. По распределению микроэлементов клиновидные льды схожи с пластовыми льдами.

Морской лед имеет высокие содержания микроэлементов относительно кларков морских вод. Высокие концентрации могут быть связаны с быстрым формированием льда и захватом солей из взвесей в прибрежной зоне [Бутаков, 2019]. Озерный лед ультрапресный, но обогащен узким набором элементов (La, Nb, Sn), характерных для регионального фона, что связано с высокими скоростями льдообразования и селективным захва-

том ионов растущими кристаллами льда [Комаров, Волков, 2007]. Верхняя часть озерного льда, образованная за счет накопления снега, обогащена Sc. В поверхностных водах происходит накопление Sc, Mn, Fe, I, что характерно для субарктических озер Западной Сибири [Манасытов и др., 2012].

Ведущим фактором формирования ионного и микроэлементного состава подземных льдов было криогенное концентрирование при сегрегационном и инъекционном механизмах льдообразования.

Из анализа распределений микроэлементов в разных типах подземных льдов следует предположение о разных миграционных способностях элементов в условиях криогенеза. При сегрегационном льдообразовании Na, P, Cl, B, Sc, V, Mn, Fe, Co, Ni, Se, Br, Nb, Mo, Sn, I имеют высокую подвижность в отложениях, переходят и накапливаются в растворенной форме; Na, B, Sc, Mn, Fe, Co, Br, Nb, Sn, I и лантаноиды имеют высокую подвижность в атмосфере, а V, Mo, Sr, W низкую; La, Sn могут накапливаться в озерных льдах за счет захвата их из раствора растущими кристаллами льда при быстром промерзании.

Выявленные различия в содержаниях микроэлементов и основных ионов позволяют отличать пластовые сегрегационные, инъекционно-сегрегационные льды от полигонально-жильных льдов Западного Ямала.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Выявлены различия в ионном составе и распределениях микроэлементов в различных типах подземных льдов в опорном разрезе Марре-Сале Западного Ямала, обусловленные разными источниками вод и криогенным концентрированием при промерзании.

2. Установлено, что полигонально-жильные льды значительно отличаются от пластовых и клиновидных льдов набором микроэлементов, количественным соотношением железа и кобальта, аномалиями лантаноидов. Их состав обусловлен составом зимних атмосферных осадков и морских аэрозолей.

3. Микроэлементный состав горизонтальных частей нижней залежи пластового сегрегационного льда формировался в основном за счет миграции свободной и слабосвязанной воды к фронту промерзания при эпигенетическом промерзании донных осадков, о чем свидетельствует широкий диапазон изменения содержаний компонентов, отрицательная цериевая, положительная европиевая аномалии и высокие содержания брома и йода.

4. Дифференциация ионного и микроэлементного состава верхней залежи инъекционно-сегрегационного пластового льда происходила при промерзании таликов, смешанных инфильтрационных озерных вод и засоленных растворов

из оттаявших морских отложений, о чем свидетельствуют более пресный состав по сравнению с нижней залежью, значительное перераспределение микроэлементов и ионов по вертикали, аномалии лантаноидов.

5. В клиновидных льдах выявлены наибольшие вариации содержаний микроэлементов, соотношения железа и кобальта, отрицательных и положительных аномалий лантаноидов по сравнению с пластовыми льдами, что, вероятно, связано с разнообразием вод в разобщенных промерзавших таликах.

Литература

- Анисимова Н.П.** Криогидрогеохимические особенности мерзлой зоны. Новосибирск, Наука, 1981, 152 с.
- Брушков А.В.** Засоленные многолетнемерзлые породы Арктического побережья, их происхождение и свойства // Проблемы строительства на засоленных мерзлых грунтах. М., Эпоха, 2007, с. 4–33.
- Буданцева Н.А., Васильчук Ю.К.** Геохимический состав голоценовых повторно-жильных льдов Южного и Центрального Ямала // Арктика и Антарктика, 2017, № 1, с. 1–22.
- Бутаков В.И.** Техногенное загрязнение полигонально-жильных и сезонных льдов севера Западной Сибири // Нефть и газ: технологии и инновации: Материалы Нац. науч.-практ. конф. (Тюмень, 7–8 нояб. 2019 г.). Тюмень, ТИУ, 2019, т. 2, с. 12–14.
- Бутаков В.И., Слагода Е.А., Тихонравова Я.В. и др.** Геохимический состав и редкоземельные элементы в полигонально-жильных льдах ключевых районов криолитозоны Карского региона // Изв. Том. политех. ун-та. Инжиниринг георесурсов, 2020, т. 331, № 2, с. 78–91.
- Васильчук Дж.Ю., Васильчук Ю.К.** Микроэлементы в позднелейстоценовых ледяных жилах Батагайки // "Актуальные проблемы геохронологии": Сб. докл. расшир. заседания науч. совета по хронологии Земли РАН с участием рос. и заруб. ученых, инженеров и специалистов (Москва, 15–16 мая 2018 г.). М., Универ. книга, 2018, т. 1, с. 253–259.
- Васильчук Ю.К.** Пластовые ледяные залежи в пределах Бованенковского ГКМ, Центральный Ямал // Инж. геология. М., ПНИИС, 2010, № 3, с. 50–67.
- Васильчук Ю.К.** Геохимический состав подземных льдов севера Российской Арктики // Арктика и Антарктика, 2016, № 2, с. 99–115.
- Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук Дж.Ю.** Тяжелые металлы и микроэлементы в позднелейстоценовых повторно-жильных льдах Северной Якутии // Арктика и Антарктика, 2017, № 1, с. 23–37.
- Волкова В.П., Романовский Н.Н.** О химическом составе подземных льдов в четвертичных отложениях южной части Яно-Индигогорской низменности // Проблемы криолитологии. М., МГУ, 1974, вып. 4, с. 199–208.
- Геохронология СССР.** Западная Сибирь / Под ред. Э.Д. Ершова. М., Недра, 1989, 454 с.
- Гиттерман К.Э.** Термический анализ морской воды (концентрирование соляных растворов естественным вымораживанием) // Тр. Соляной лаб. АН СССР. М., Изд-во АН СССР, 1937, вып. 15, ч. 1, с. 5–24.
- Дубиков Г.И.** Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири. М., ГЕОС, 2002, 246 с.
- Дубинин А.В.** Геохимия редкоземельных элементов в океане // Литология и полез. ископаемые, 2004, № 4, с. 339–358.
- Дэвис Дж.С.** Статистический анализ в геологии. М., Недра, 1990, 319 с.
- Дэвис С.** Гидрогеология / С. Дэвис, Р. де Уист. М., Мир, 1970, т. 2, 253 с.
- Иванов А.В.** Теория криогенных и гляциогенных гидрохимических процессов. М., ВИНТИ, 1987, 234 с.
- Иванова В.В.** Геохимия пластовых льдов острова Новая Сибирь (Новосибирские острова, Российская Арктика) как отражение условий их генезиса // Криосфера Земли, 2012, т. XVI, № 1, с. 56–70.
- Каневский М.З., Стрелецкая И.Д., Васильев А.А.** Закономерности формирования криогенного строения четвертичных отложений Западного Ямала (на примере района Марре-Сале) // Криосфера Земли, 2005, т. IX, № 3, с. 16–27.
- Колесников Е.М., Колесникова Н.В.** Признаки кометного вещества на месте тунгусского падения 1908 г. // Астроном. вестн. Исследования Солнечной системы, 2010, т. 44, № 2, с. 123–134.
- Комаров И.А., Волков Н.Г.** Методика прогноза температурного режима и водно-ионного состава засоленных пород и криопэгов // Проблемы строительства на засоленных мерзлых грунтах / Отв. ред. В.П. Мельников. М., Эпоха, 2007, с. 146–183.
- Кремлева Т.А.** Геохимические факторы устойчивости водных систем к антропогенным нагрузкам: дис. ... д-ра хим. наук. М., 2015, 260 с.
- Крицук Л.Н.** Подземные льды Западной Сибири. М., Науч. мир, 2010, 352 с.
- Манасыпов Р.М., Кирпотин С.Н., Покровский О.С., Широкова Л.С.** Особенности элементного состава озерных вод и макрофитов термокарстовых экосистем субарктики Западной Сибири // Вестн. Том. гос. ун-та. Биология, 2012, № 3 (19), с. 186–198.
- Матусевич В.М., Ковяткина Л.А.** Нефтегазовая гидрогеология Западно-Сибирского мегабассейна: учеб. пособие. Тюмень, ТюмГНГУ, 2010, ч. 2, 108 с.
- Нерсесова З.А.** Влияние обменных катионов на миграцию воды и пучение грунтов при промерзании // Исследования по физике и механике мерзлых грунтов. М., АН СССР, 1961, вып. 4, с. 22–52.
- Опокина О.Л., Слагода Е.А., Курчатова А.Н.** Стратиграфия разреза "Марре-Сале" (Западный Ямал) с учетом новых данных радиоуглеродного анализа // Лед и снег, 2015, т. 55, № 4, с. 87–94.
- Пекедова Е.М.** Биогеохимические особенности территории Ямала и их влияние на здоровье населения // Проблемы строительства на засоленных мерзлых грунтах. М., Эпоха, 2007, с. 90–123.
- Ривкин Ф.М., Иванова Н.В., Кузнецова И.Л.** Засоленные мерзлые грунты и криопэги полуострова Ямал и прибрежной зоны шельфа Карского моря // Там же, с. 34–43.
- Романенко Ф.А., Гаранкина Е.В., Шилова О.С.** Стратиграфия рыхлых отложений в формировании рельефа Западного Ямала в позднем плейстоцене–голоцене // Фундаментальные проблемы квартара: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VI Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. Новосибирск, Изд. СО РАН, 2009, с. 505–508.
- Романовский Н.Н.** Подземные воды криолитозоны / Под ред. В.А. Всеволожского. М., МГУ, 1983, 232 с.
- Савельев Б.А.** Строение и состав природных льдов. М., МГУ, 1980, 280 с.
- Слагода Е.А., Мельников В.П., Опокина О.Л.** Повторно-инъекционные штоки льда в отложениях Западного Ямала // Докл. РАН, 2010, т. 432, № 2, с. 264–266.

Слагода Е.А., Опокина О.Л., Рогов В.В., Курчатова А.Н. Строение и генезис подземных льдов в верхнеолейстоцен-голоценовых отложениях мыса Марре-Сале (Западный Ямал) // Криосфера Земли, 2012, т. XVI, № 2, с. 9–22.

Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых / А.П. Соловов, А.Я. Архипов, В.А. Бугров и др. М., Недра, 1990, 335 с.

Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Матюхин А.Г. Изотопный состав подземных льдов Западного Ямала (Марре-Сале) // Лед и снег, 2013, т. 53, № 2, с. 83–92.

Стрелецкая И.Д., Лейбман М.О. Криогеохимическая взаимосвязь пластовых льдов, криопэгов и вмещающих их отложений Центрального Ямала // Криосфера Земли, 2002, т. VI, № 3, с. 15–24.

Третьякова Е.И., Ильина Е.Г., Бурлуцкая Е.В. Фосфор в донных отложениях водных экосистем // Изв. Алт. гос. ун-та, 2010, № 3–2 (67), с. 182–185.

Трофимов В.Т., Васильчук Ю.К. Синкриогенные повторно-жильные и пластовые льды в плейстоценовых отложениях севера Западной Сибири // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1983, т. 58, № 4, с. 113–121.

Фотиев С.М. Закономерности формирования ионно-солевого состава природных вод Ямала // Криосфера Земли, 1999, т. III, № 2, с. 40–65.

Фотиев С.М. Криогенный метаморфизм пород и подземных вод (условия и результаты). Новосибирск, Акад. изд-во “Гео”, 2009, 277 с.

Хименков А.Н. Формирование пластовых залежей подземных льдов в прибрежно-морских осадках // Мерзлые породы и криогенные процессы. М., Наука, 1991, с. 89–94.

Хименков А.Н. Океанический криолитолиз / А.Н. Хименков, А.В. Брушков. М., Наука, 2003, 335 с.

Чижова Ю.Н., Васильчук Ю.К. Проблемы изотопной индикации генезиса пластовых залежей Ямала. Ч. 1. Марре-Сале // Арктика и Антарктика, 2019, № 4, с. 34–51.

Шатров В.А., Войцеховский Г.В., Белявцева Е.Е. Литологические и геохимические особенности пород Нельгесинской свиты (Адычанский стратиграфический район, Республика Саха–Якутия) // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. Геология, 2004, № 2, с. 79–88.

Alexeev S.V., Alexeeva L.P., Kononov A.M. Trace elements and rare earth elements in ground ice in kimberlites and sedimentary rocks of Western Yakutia // Cold Regions Sci. and Technol., 2016, vol. 123, p. 140–148.

Gromet L.P., Dymek R.F., Haskin L.A., Korotev R.L. The “North American shale composite”: Its compilation, major and trace element characteristics // Geochim. Cosmochim. Acta, 1984, vol. 48, No. 12, p. 2469–2482.

Kato Y., Ohta I., Tsunematsu T. et al. Rare earth element variations in Mid-Archean banded iron formations: implications for the chemistry of ocean and continent and plate tectonics // Geochim. Cosmochim. Acta, 1998, vol. 62, No. 21/22, p. 3475–3497.

References

Anisimova N.P. Kriogidrohimiicheskie osobennosti merzloj zony [Cryohydrochemical Characteristics of Frozen Zone]. Novosibirsk, Nauka, 1981, 152 p. (in Russian).

Brushkov A.V. Saline permafrost rocks of the Arctic coast, origin and properties. In: Problems of Construction on Saline Frozen Soils. Moscow, Epoha, 2007, p. 4–33 (in Russian).

Budanceva N.A., Vasil'chuk Yu.K. Geochemical composition of Holocene re-vein ice of southern and Central Yamal. Arktika i Antarktika [Arctic and Antarctica], 2017, No. 1, p. 1–22 (in Russian).

Butakov V. I. Technogenic pollution of polygonal wedge and seasonal ice in the North of Western Siberia. In: Oil and gas: technologies and innovations: Materials of the National Scientific and Practical Conf. (Tyumen, Nov. 7–8, 2019). Tyumen, TIU, 2019, vol. 2, p. 12–14 (in Russian).

Butakov V.I., Slagoda E.A., Tikhonravova Y.V. et al. Hydrochemical composition and rare-earth elements in polygonal wedge ice of the Kara region cryolitozone key area. Izvestija Tomskogo Politehnicheskogo Universiteta. Inzhiniring georesurov [Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering], 2020, vol. 331, No. 2, p. 78–91.

Vasil'chuk Dzh.Yu., Vasil'chuk Yu.K. Microelements in the late Pleistocene ice wedge of the Batagaika. In: “Actual problems of Geocryology”: Collection of reports of the extended meeting of the Scientific Council on Earth Cryology of the Russian Academy of Sciences with the participation of Russian and foreign scientists, engineers and specialists (Moscow, May 15–16, 2018). Moscow, Universitetskaya Kniga, 2018, vol. 1, p. 253–259 (in Russian).

Vasil'chuk Yu.K. Massive ice of Bovanenkovo gas-condensate field (the Central Yamal Peninsula). Inzhenernaya geologiya [Engineering Geology]. Moscow, PNIIS, 2010, No. 3, p. 50–67 (in Russian).

Vasil'chuk Yu.K. Geochemical composition of ground ice of the Russian. Arktika i Antarktika [Arctic and Antarctica], 2016, No. 2, p. 99–115 (in Russian).

Vasil'chuk Yu.K., Budanceva N.A., Vasil'chuk Dzh.Yu. Heavy metals and trace elements in the late Pleistocene ice wedge of Northern Yakutia // Arktika i Antarktika [Arctic and Antarctica], 2017, No. 1. p. 23–37, DOI: 10.7256/2453-8922.2017.1.22232.

Volkova V.P., Romanovskii N.N. On chemical composition of underground ice in Quaternary deposits of the southern part of the Yano-Indigirsky lowland. In: Problemy kriolitologii [Problems of Cryolithology]. Moscow, 1974, vol. 4, p. 199–208 (in Russian).

Ershov E.D. (Ed.). Geokriologiya SSSR. Zapadnaya Sibir' [Geocryology of the USSR. Western Siberia]. Moscow, Nedra, 1989, 454 p. (in Russian).

Gitterman K.E. Thermal analysis of seawater (concentration of salt solutions by natural freezing). In: Proc. of the Salt laboratory of the USSR Academy of Sciences. Moscow, 1937, vol. 15, pt 1, p. 5–24 (in Russian).

Dubikov G.I. Sostav i kriogennoe stroenie merzlykh tolshh Zapadnoj Sibiri [Composition and Cryogenic Structure of Permafrost in West Siberia]. Moscow, GEOS, 2002, 246 p. (in Russian).

Dubinin A.V. Geochemistry of rare earth elements in the ocean. Lithology and Mineral Resources, 2004, vol. 39, No. 4. p. 289–307.

Davis J.C. Statistics and Data Analysis in Geology. 2nd ed. Kansas Geol. Survey. N.Y., John Wiley and Sons, 1986, 656 p.

Davis S.N., de Wiest R.J.M. Hydrogeology. N.Y., John Wiley and Sons, 1966, 463 p.

Ivanov A.V. Teoriya kriogennykh i glaciogennykh gidrohimiicheskikh processov [Theory of Cryogenic and Glaciogenic Hydrochemical Processes]. Moscow, VINITI, 1987, 234 p. (in Russian).

Ivanova V.V. Geochemical features of formation of massive ground ice bodies (New Siberia Islands, Siberian Arctic) as the evidence of their genesis. Kriosfera Zemli [Earth's Cryosphere], 2012, vol. XVI, No. 1, p. 56–70 (in Russian).

Kanevskiy M.Z., Streletskaya I.D., Vasiliev A.A. Formation of cryogenic structure of Quaternary sediments in Western Yamal (by the example of Marre-Sale area). Kriosfera Zemli [Earth's Cryosphere], 2005, vol. IX, No. 3, p. 16–27 (in Russian).

- Kolesnikov E.M., Kolesnikova N.V. Traces of cometary material in the area of the Tunguska impact (1908). *Solar System Research*, 2010, vol. 44, No. 2, p. 110–121.
- Komarov I.A., Volkov N.G. Methods for predicting the temperature regime and water-ion composition of saline rocks and cryopegs. In: *Problems of Construction on Saline Frozen Soils*. Moscow, Epoha, 2007, p. 146–183 (in Russian).
- Kremleva T.A. Geohimicheskie faktory ustojchivosti vodnyh sistem k antropogennym nagruzkam. Dis. Dokt. nauk [Geochemical factors of resistance of water systems to anthropogenic loads. Dr. Diss.]. Moscow, 2015, 260 p. (in Russian).
- Kritsuk L.N. Podzemnye L'dy Zapadnoy Sibiry [Ground Ice of West Siberia]. Moscow, Nauchnyy Mir, 2010, 352 p. (in Russian).
- Manasypov R.M., Kirpotin S.N., Pokrovskiy O.S., Shirokova L.S. Features of the elemental composition of lake waters and macrophytes in thermokarst subarctic ecosystems of Western Siberia. *Vestnik Tomskogo gosudarstvennogo universiteta. Biologiya* [Bulletin of Tomsk State University. Biology], 2012, vol. 19, No. 3, p. 186–198 (in Russian).
- Matushevich V.M., Kovjatkina L.A. Neftegazovaya gidrogeologiya Zapadno-Sibirskogo megabassejna: ucheb. posobie [Oil and Gas Hydrogeology of the West Siberian Megabasin]. Tyumen, TyumGNGU, 2010, vol. 2, 108 p. (in Russian).
- Nersesova Z.A. Vliyanie obmennyyh kationov na migraciju vody i puchenie gruntov pri promerzanii. In: *Issledovaniya po fizike i mehanike merzlyh gruntov* [Research on the Physics and Mechanics of Frozen Soils]. Moscow, AN SSSR, 1961, vol. 4, p. 22–52 (in Russian).
- Opokina O.L., Slogoda E.A., Kurchatova A.N. Stratigraphy of the section “Marre-Sale” (West Yamal): analysis with consideration for new data on radiocarbon. *Led i Sneg* [Ice and Snow], 2015, vol. 55, No. 4, p. 87–94 (in Russian).
- Pekedova E.M. Biogeochemical features of the territory of Yamal and their impact on public health. In: *Problems of Construction on Saline Frozen Soils*. Moscow, Epoha, 2007, p. 90–123 (in Russian).
- Rivkin F.M., Ivanova N.V., Kuznecova I.L. Saline frozen soils and cryopegs of the Yamal Peninsula and the coastal shelf of the Kara Sea. In: *Problems of Construction on Saline Frozen Soils*. Moscow, Epoha, 2007, p. 34–43 (in Russian).
- Romanenko F.A., Garankina E.V., Shilova O.S. Strtigraphy of loose deposits in the formation of the relief of the Western Yamal in the Late Pleistocene–Holocene. In: *Materials of the VI Russian Meeting on the study of the Quaternary period*. Novosibirsk, SB RAS, 2009, p. 505–508 (in Russian).
- Romanovskii N.N. Podzemnye vody kriolitozony [Groundwater Cryolithozone]. Moscow, MSU, 1983, 232 p. (in Russian).
- Savel'ev B.A. Stroenie i sostav prirodnyh l'dov [Structure and Composition of Natural Ice]. Moscow, MSU, 1980, 280 p. (in Russian).
- Slogoda E.A., Mel'nikov V.P., Opokina O.L. Reinjected ice stocks in sediments of the western Yamal Peninsula. *Doklady Earth Sciences*, 2010, vol. 432, No. 1, p. 663–665.
- Slogoda E.A., Opokina O.L., Rogov V.V., Kurchatova A.N. Structure and genesis of the underground ice in the Neopleistocene–Holocene sediments of Marre-Sale cape, Western Yamal. *Kriosfera Zemli* [Earth's Cryosphere], 2012, vol. XVI, No. 2, p. 9–22 (in Russian).
- Spravochnik po geohimicheskim poiskam poleznyh iskopaemyh [Guide to Geochemical Prospecting for Minerals]. Ed. by A.P. Solovov, A.Ya. Arkhipov, V.A. Bugrov et al. Moscow, Nedra, 1990, 335 p. (in Russian).
- Streletskaya I.D., Vasil'ev A.A., Oblogov G.E., Matjuhin A.G. Isotopic composition of ground ice in Western Yamal (Marre-Sale). *Led i Sneg* [Ice and Snow], 2013, vol. 53, No. 2, p. 83–92 (in Russian).
- Streletskaya I.D., Leibman M.O. Cryogeochemical interrelation of massive ground ice, cryopeg and enclosing deposits of Central Yamal. *Kriosfera Zemli* [Earth's Cryosphere], 2002, vol. VI, No. 3, p. 15–24 (in Russian).
- Tret'yakova E.I., Il'ina E.G., Burluckaja E.V. Phosphorus in bottom sediments of water ecosystems. *Izvestiya Altajskogo gosudarstvennogo universiteta* [Bulletin of Altai State University], 2010, vol. 67, No. 3–2, p. 182–185 (in Russian).
- Trofimov V.T., Vasilchuk Yu.K. Sycryogenic ice wedges and massive ice in the Pleistocene deposits of the north of Western Siberia. *Bjulleten' Moskovskogo obshhestva ispytatelej prirody. Otdel geologicheskij* [Bulletin of Moscow Naturalists Society. Geology Series], 1983, vol. 58, No. 4, p. 113–121 (in Russian).
- Fotiev S.M. The regularities in the formation of natural waters of ionic-salt composition, the Yamal Peninsula. *Kriosfera Zemli* [Earth's Cryosphere], 1999, vol. III, No. 2, p. 40–65 (in Russian).
- Fotiev S.M. Kriogennyy metamorfizm porod i podzemnyh vod (uslovija i rezul'taty) [Cryogenic Metamorphism of Rocks and Underground Waters]. Novosibirsk, Acad. Publ. House “Geo”, 2009, 277 p. (in Russian).
- Khimenkov A.N. Formation of reservoir deposits of underground ice in coastal-marine sediments. *Merzlye porody i kriogennyye process* [Frozen Rocks and Cryogenic Processes]. Moscow, Nauka, 1991, p. 89–94 (in Russian).
- Khimenkov A.N., Brushkov A.V. Okeanicheskij kriolitogenez [Oceanic Cryolite Genesis]. Moscow, Nauka, 2003, 335 p. (in Russian).
- Chizhova Yu.N., Vasil'chuk Yu.K. Problems of isotopic indication of the genesis of Yamal reservoir deposits. Part 1. Marre-Sale. *Arktika i Antarktika* [Arctic and Antarctica], 2019, No. 4, p. 34–51, DOI: 18.7256/2453-8922.2019.4.31645.
- Shatrov V.A., Vojcehovskij G.V., Beljavceva E.E. Lithological and geochemical peculiarities Nelgesinskaya suite rocks (Adychansky stratigraphic region, Republic Sakha, Yakutiya). *Vestn. Voronezh. un-ta, Ser. Geologiya* [Bulletin of the Voronezh University. Geology Series], 2004, No. 2, p. 79–88 (in Russian).
- Alexeev S.V., Alexeeva L.P., Kononov A.M. Trace elements and rare earth elements in ground ice in kimberlites and sedimentary rocks of Western Yakutia. *Cold Regions Sci. and Technol.*, 2016, vol. 123, p. 140–148.
- Gromet L.P., Dymek R.F., Haskin L.A., Korotev R.L. The “North American shale composite”: Its compilation, major and trace element characteristics. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1984, vol. 48, No. 12, p. 2469–2482.
- Kato Y., Ohta I., Tsunematsu T. et al. Rare earth element variations in Mid-Archean banded iron formations: implications for the chemistry of ocean and continent and plate tectonics. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1998, vol. 62, No. 21/22, p. 3475–3497.

*Поступила в редакцию 5 декабря 2019 г.,
после доработки – 20 июня 2020 г.,
принята к публикации 10 июля 2020 г.*