

Б.И. Втюрин

Институт географии АН СССР

ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ ШПИЦБЕРГЕНА

*Статья поступила в редакцию 12 апреля 1987 г.
Представлена членом редколлегии М.Г. Гросвальдом*

На основе полевых исследований 1987 г. рассмотрено строение наиболее распространенных типов подземного льда на Шпицбергене.

Архипелаг Шпицберген - район широкого развития не только наземного, но и подземного оледенения. Его существование определяется, во-первых, достаточно суровыми климатическими условиями, благоприятными для развития многолетнемерзлых пород большой мощности - до 400 м [*Обидин, 1958; Liestol, 1977*], во-вторых, положением архипелага на пути перемещения циклонов (большое количество твердых осадков и современное оледенение) и, в-третьих, наличием рыхлых отложений, достаточно увлажненных для формирования льдистых образований.

Существование разных типов подземного льда на архипелаге, особенно погребенных ледниковых отложений, отмечено исследователями давно [*Гляциология..., 1985; Лаврушин, 1969; Обидин, 1958; Оледенение..., 1975*]. Однако до последнего времени эти льды практически не изучались, и лишь в 1987 г. впервые была поставлена такая задача. Хотя наши работы носили преимущественно рекогносцировочный характер, они позволили составить общее представление о закономерностях подземного оледенения Шпицбергена, значительно отличающегося от других островов советского сектора Арктики [*Гляциология..., 1985; Оледенение..., 1975*].

Работы проводились в западной и центральной частях о-ва Западный Шпицберген (рис. 1). Поскольку районы исследований достаточно типичны для всего архипелага, отмеченные особенности, очевидно, характерны и для других его территорий.

Текстурообразующие подземные льды представлены в основном льдом-цементом и сегрегационным льдом. Наличие льда-цемента - самого распространенного типа - без сочетания с другими текстурообразующими льдами определяется массивным криогенным строением как эпигенетических, так и сингенетических многолетнемерзлых пород Шпицбергена. Здесь встречаются все виды этого льда: контактный в сухих грубозернистых склоновых отложениях, преимущественно сезонно-криогенных; пленочный также в грубозернистых, как в склоновых, так и ледниковых сезонно-криогенных, многолетнемерзлых породах; поровый практически во всех генетических типах рыхлых отложений.

Изучение льда-цемента было возможно только в грубозернистых ледниковых и склоновых отложениях. Так, конечная морена ледника Веринг на западном берегу Грен-фьорд, сложенная галькой и щебнем с валунами преимущественно с песчаным заполнителем, в некоторых местах оказалась сильно льдистой. Гальки были покрыты ледяной оболочкой, а все поры заполнены льдом-цементом. В больших порах он крупнозернистый, в поперечнике составляет 5-7 мм, максимум до 25 мм, исключительно чистый, со стекловатой текстурой.

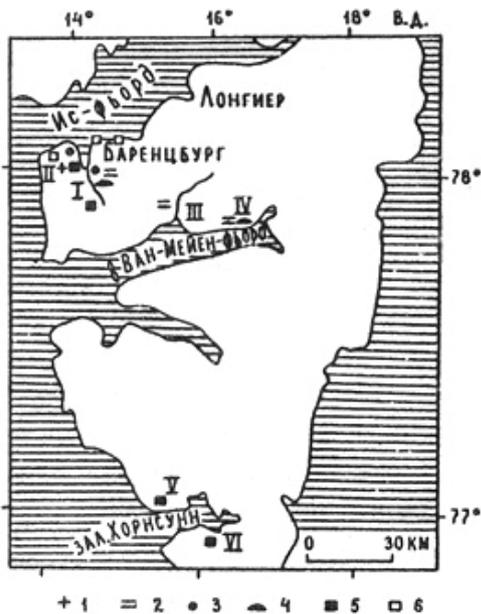


Рис.1. Карта-схема района исследований, о. Западный Шпицберген, 1987 г. 1 - лед-цемент, 2 - сегрегационный текстурообразующий, 3 - сегрегационный залежеобразующий, 4 - инъекционный залежеобразующий, 5 - погребенный ледниковый, 6 - погребенный снежниковый. I - долина р. Грендален, II - ледник Вёринг, III - долина р. Рейндален, IV - Дамес-морена, V - ледник Вёреншельда, VI - ледник Гас-бреен

Fig.1. Sketched region of studies conducted on Spitsbergen in 1987. 1 - ice-cement, 2 - segregated ground ice, 3 - segregated massive ice, 4 - injected vein-forming ice, 5 - buried glacier ice, 6 - buried snowpatch ice. I - Grensdalen River Valley, II - Vöring Glacier, III - Reinsdalen River Valley, IV - Dames-moraine, V - Verensheld Glacier, VI - Gasbreen Glacier

Своеобразный пленочный лед-цемент, иногда переходящий в базальный, мы наблюдали здесь же, в присклоновых образованиях, восточнее ледника Вёринг. Террасовидные уступы у основания склона, морфологически сходные с боковой мореной ледника, сложены склоновыми отложениями - глинистыми сланцами почти черного цвета. Обломки пород представляли собой более или менее ровные, горизонтально ориентированные пластинки размером 5x5x0,5 см. В нижней части 5-метрового разреза каждая пластинка покрыта оболочкой из прозрачного льда-цемента толщиной более 1 мм, а в верхней - до 3 мм, причем здесь криогенная текстура больше похожа на базальную.

Сегрегационный лед мы наблюдали преимущественно в сезонно-криогенных породах и в верхних горизонтах склоновых и ледниковых тонкодисперсных многолетнемерзлых пород. В первом случае шлировые криотекстуры, иногда переходящие в атакситовые, мы обнаружили на склонах Ван-Мейен-фьорда и в долинах рек Грендален и Рейндален. Так, северный склон Ван-Мейен-фьорда покрыт сплошным плащом делювия, который в некоторых местах перекрывает первую морскую террасу, сложенную песчано-гравийно-галечниковым материалом. Поверхность склона ровная, мелкопочковатая, поросшая мхом и карликовой ивой. Близ бровки террасы широко развиты пятна-медальоны и сезонно-трещинные полигоны.

Делювиальный горизонт сложен суглинком и супесью с включениями гравия и щебня; к концу июля 1987 г. протаяло 50 см. Криотекстура мерзлого суглинка сетчато-слоистая, тонкошлировая, на глубине 60 см постепенно переходящая в ячеистую и атакситовую. Толщина атакситового горизонта изменяется от 10 до 30 см, а глубже криоструктура суглинка вновь становится сетчато-слоистой. Атакситовый горизонт здесь распространен практически повсеместно, исключая узкую полосу (20-30 м) у бровки террасы, где слой делювия невелик и грунт хорошо дренируется. Очевидно, атакситовый горизонт служит границей между сезонно-криогенными и многолетнемерзлыми породами. Сегрегационный лед в делювии более или менее равномернoзернистый, поперечник зерен в среднем равен 3-5 мм, максимум 10 мм, сильно загрязнен минеральными примесями, содержит большое количество пузырьков газа, удлиненных в вертикальном направлении, преимущественно цилиндрической формы; их длина достигает 5-20 мм, диаметр - 0,2-0,5 мм. Среди минеральных

примесей, кроме пылеватых и глинистых частиц, встречаются гравий и галька размером до 2 см.

Подобная картина наблюдалась и в слое делювиально-солифлюкционных отложений на восточном склоне долины р. Грендален. Различие состоит в том, что здесь склон расчленен полосами стока и конусами выноса, по-видимому, солифлюкционного генезиса. Атакситовый горизонт, переходящий иногда в небольшие залежи чистого сегрегационного льда с образованием на поверхности сезонных бугров пучения, приурочен к полосам стока, где грунт переувлажнен и перекрыт довольно мощным слоем дернины и торфа. Под торфяными кочками - туфурами - в середине июля линзы этого льда прослеживались с глубины 10 см от поверхности. Однако под линзой льда толщиной 20-30 см находился талый водоносный горизонт мощностью 20-25 см, по которому интенсивно фильтровалась вода. Таким образом, ледяное ядро туфура протаивало и снизу, и сверху, причем внизу более интенсивно: повторные наблюдения в конце июля показали увеличение протаивания сверху всего на 5-10 см, а снизу лед успел почти полностью разрушиться.



Рис.2. Сетчатая криотекстура суглинка в центре жильного полигона, над атакситовым горизонтом (0,2-0,3 м), долина р.Рейндален

Fig.2. Network cryostructure of sandy loam in the centre of wedge polygon above ataxite horizon (0.2 -0.3 m), the Reindallen River valley

Строение нижней части сезонно-криогенных пород пойменного аллювия в долине р. Рейндален более разнообразно. В низовьях реки, на ее левом берегу вблизи местечка «Плуту» в присклоновых, сильно увлажненных понижениях развит жильно-полигональный рельеф. Встречаются полигоны разных стадий развития: от растущих валиковых, до бугристых, разрушающихся, преобладающих в пойме реки. На поверхности везде торф и свежий моховый покров. В пределах выпуклых ядер полигонов, поросших сфагнумом, минимальная глубина протаивания наблюдается в конце июля - 10 см. Мерзлый грунт начинается сразу подо мхом: до глубины 20 см суглинок имеет массивную криотекстуру и содержит только лед-цемент, а ниже оторфованность уменьшается и появляются шлиры сегрегационного льда (рис. 2). Почти всюду, где сезонно-криогенные породы имеют аналогичное строение, сетчатослоистая и сетчатая криотекстура с глубиной переходит в атакситовую. Атакситовый горизонт толщиной 10-20 см находится на глубине 20-40 см, а ниже снова прослеживается шлировая криотекстура. Атакситовый лед здесь мелкозернистый, поперечник зерен в среднем равен 3-4 мм. Включения грунта представляют собой

скопления пылеватых частиц неопределенной формы. Преобладают цилиндрические пузырьки газа, вытянутые вертикально; их длина составляет 10-15 мм, диаметр менее 1 мм.

Сегрегационный лед в эпигенетических многолетнемерзлых породах, образующий криотекстуры двух порядков, мы наблюдали в Ван-Мейен-фьорде в береговых обнажениях Дамес-морены. Здесь она сложена темно-серыми валунными суглинками и глиной с преобладанием тонкодисперсной составляющей. Верхние 20-30 м разреза (до уреза) пронизаны вертикальными шлирами сегрегационного льда толщиной около 10 мм на расстоянии от 30-50, до 100 см друг от друга. Предположительно мы считаем, что это элемент вертикальной крупносетчатой криотекстуры. Криотекстура второго порядка - сетчатая, расстояние между шлирами равно 2-3 см, их толщина составляет около 1 мм. Сегрегационный лед в шлирах чистый, почти без примесей, со стекловатой текстурой. В толстых шлирах размеры кристаллов значительно варьируют, но преобладают 5-7 мм, а в тонких 1 мм и менее.

Можно предполагать, что многолетнемерзлые тонкодисперсные склоновые отложения на Шпицбергене, образующие сингенетический горизонт полигенетических толщ, содержат большее количество сегрегационного льда, чем эпигенетические многолетнемерзлые породы. Однако мы не встретили разрезы, вскрывающие целиком толщу многолетнемерзлых склоновых отложений; не описаны они и в литературе.

Залежеобразующие подземные льды разного генезиса довольно широко распространены на Шпицбергене. Среди них преобладают погребенные первично-поверхностные, главным образом ледниковые льды. Из класса первичных внутригрунтовых описаны инъекционные льды в многолетних буграх пучения - гидролакколитах - и сегрегационные, встречающиеся преимущественно в сезонных буграх пучения. Из класса вторичных внутригрунтовых имеют место повторножильные. Об их наличии свидетельствует жильно-полигональный валиковый рельеф в поймах крупных рек, например Рейндален. Кроме того, в небольшом количестве встречаются термокарстово-пещерные льды.

Современная тенденция к сокращению большинства ледников Шпицбергена [*Гляциология...*, 1985] - основная причина широкого распространения погребенного ледникового льда. Все исследователи, начиная с А.Э. Норденшельда [*Гляциология...*, 1985], отмечали, что, как правило, конечные и боковые морены современных ледников, оканчивающихся на суше, имеют ледяное ядро. В настоящее время сравнительно легко установить наличие погребенных ледниковых льдов в моренах не только при наземном обследовании, но и по аэрофотоснимкам, так как их индикационным признаком служит интенсивное проявление термокарста. Объем залежей погребенного льда иногда достигает 1 млн. м³ и более, когда погребенными оказываются целые ледяные поля. Последнее случается при быстром отступании концов ледников, например ледника Вёрен-шельда [*Baranowski, 1975*]. В настоящее время вал его конечной морены шириной 500-700 м, высотой более 50 м и длиной 2,5 км отделен от активного конца 1,5-километровым участком плоской морены и флювиогляциальных отложений (маргинальный канал). Западный склон конечно-моренной гряды крутой, интенсивно разрушается термокарстом: всюду видны термокарстовые цирки, грязевые потоки, выходы на поверхность погребенного льда.

На одной из стенок свежего термокарстового цирка погребенный ледниковый лед залегал под слоем валунного суглинка мощностью 0,8-1,2 м. Лед слоистый, чередуются слои чистого льда толщиной 14-15 см и слои сильно пузырчатого льда толщиной до 60 см. В пузырчатом льду в свою очередь наблюдаются прослойки чистого льда толщиной 2-3 мм. Структура льда этих слоев неодинакова. Чистый лед имеет стекловатую текстуру, размер кристаллов в среднем равен 20-30 мм, а в слоях с

пузырчатой текстурой - изменяется от 5-6 до 10 мм. Это соответствует структуре льда современных ледников в области абляции. Подобные льды мы наблюдали, например, на леднике Грэнфьорд под срединной мореной у его конца, но максимальные размеры зерен в слоях чистого льда здесь достигали 50-60 мм.

Довольно широко развиты на Шпицбергене погребенные снежники, как сезонные, так и многолетние. Последние встречаются в глубоких эрозионных бороздах на осыпных склонах коренных пород и в высоких морских террасах. Один из таких снежников мы исследовали на северном берегу Ван-Мейен-фьорда. Здесь глубокий овраг прорезает высокую третью морскую террасу - 60 м. Зимой овраг полностью заносится снегом, а с его бортов интенсивно поступают морские песчаные осадки, слагающие террасу. В нижней части снежник узкий, 15-20 м; толщина его на протяжении 100 м возрастает от 3-5 до 20 м. К концу июля в наиболее узком месте он был целиком перекрыт слоем осыпных и эоловых осадков. На поверхности наблюдались свежие термокарстовые воронки, особенно над руслом водотока, прорезающего снежник и образовавшего внутри него ледяную трубу. На стенках этой трубы прослеживается годичная слоистость, судя по которой, минимальная продолжительность существования этого снежника равна шести годам. Снежник сложен в основном инфильтрационным льдом, на отдельных участках и конжеляционным. Инфильтрационный лед сильнопузырчатый, неравномерно-мелкозернистый; размер зерен в среднем 2-3 мм.

Сезонные погребенные снежники встречаются повсеместно, даже на уровне моря, на современном пляже. Так, в конце июля 1987 г. на южном берегу Ис-фьорда, восточнее Баренцбурга, мы наблюдали полосу погребенного снега шириной 10-15 м и длиной 50 м. Высота абразионного уступа первой морской террасы здесь составляет 5-6 м, ширина пляжа 20-30 м. Снежник покрыт слоем гравия и гальки толщиной 20-30 см. Очевидно, он был погребен во время шторма на участках, где возможен высокий заплеск. Толщина слоя сохранившегося фирнизированного снега, местами превратившегося в инфильтрационный лед, достигает 0,7-1 м. В некоторых его частях хорошо видна горизонтальная слоистость, карманы, каналы, желваки конжеляционного льда. Лед мелкозернистый, сильно пузырчатый, белого цвета, поперечник зерен равен 2-3 мм. В 3 км к востоку мы обнаружили еще один участок пляжа, длиной 100 м, на котором погребена полоса снега шириной 5-7 м, сверху покрытая слоем песка и гравия толщиной 10-15 см, а в некоторых местах слоем водорослей толщиной 8-10 см. Снег горизонтально-слоистый; слои подчеркиваются тонким пылеватым материалом эолового происхождения. На современном пляже встречается и погребенный морской лед. Небольшие льдины припайного льда, по-видимому, только что вытаявшие (конец июля), мы наблюдали на южном берегу залива Хорнсунн. На их поверхности сохранились свежие термокарстовые воронки.

Существует немало работ, посвященных исследованиям бугров пучения на Шпицбергене [*Liestol, 1977*], составлена даже карта их распространения. Однако данных по строению ледяного ядра бугров чрезвычайно мало. Летом 1987 г. на северном берегу Ван-Мейен-фьорда в днище маргинального канала Дамес-морены мы обнаружили два бугра пучения, один из которых почти полностью разрушился. На периферии этого бугра сохранились остатки ледяного ядра - сегмент, в поперечнике равный 50-70 м. На месте разрушившейся части бугра сейчас находится мелководное озеро с илистым дном. В сохранившейся части ледяное ядро сверху перекрывает 30-сантиметровый слой тяжелой сизой глины с прослоями дернины и слаборазложившегося торфа - 3-4 см. В некоторых местах слой торфа начинается с поверхности (рис. 3).

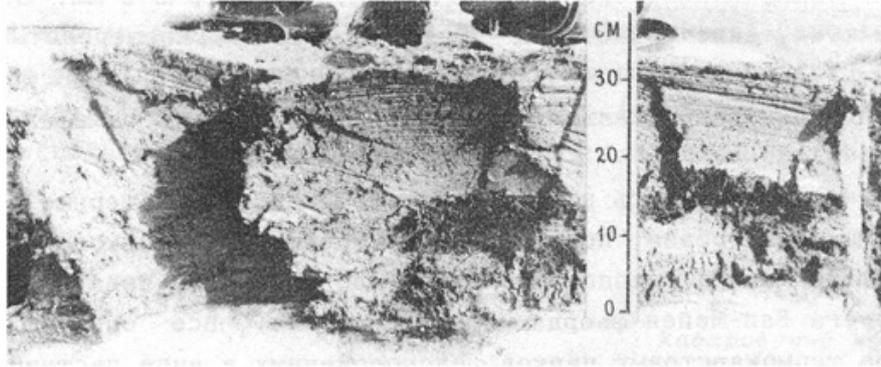


Рис.3. Верхний контакт ледяного ядра разрушившегося бугра пучения, Ван-Мейен-фьорд, маргинальный канал Дамес-морены
 Fig.3. Upper contact of the ice kernel of the demolished heaving mound, Van-Meien-Fjord, marginal channel, Dames-moraine

Лед ядра пузырчатый, беловатого цвета. Верхний контакт ядра вторичный, поверхность льда ноздреватая, в полостях встречаются комочки глины, торфа, корешки растений; глина местами сильно ожелезнена. Для льда характерна слабовыраженная горизонтальная слоистость: сверху располагается 10-сантиметровый слой сильно пузырчатого льда, далее 8-сантиметровый - менее пузырчатого, а глубже лед чистый, голубого цвета. Интересно, что в нижних частях двух верхних слоев пузырьки укрупняются и приобретают форму хлопьевидных гнезд. По-видимому, многие из них подверглись вторичным изменениям. Первичные пузырьки имеют сферическую форму, средний их диаметр составляет от 0,6-0,8 до 1 мм. Овальные, особенно вертикально удлинённые пузырьки диаметром 2-5 мм образовались в основном в результате вторичных изменений сферических пузырьков газа. Внутренние стенки пузырьков мелкоизвилистые, кажутся белыми.

Просмотр льда в полярниках в трех взаимно перпендикулярных плоскостях показал, что в горизонтальной плоскости *ab* поперечник кристаллов колеблется от 5 до 15 мм, их форма разнообразна, границы извилистые, кристаллографическая ориентировка упорядоченная, вертикальная. В двух вертикальных плоскостях *ac* и *bc* кристаллы удлинённые: длина по вертикали достигает 140 мм, поперечник - 15-25 мм. Интересно, что видимые очертания слоев не являются структурными границами: кристаллы свободно перерастают из одного горизонта в другой. Общая ситуация, текстура и особенно структурные особенности льда скорее говорят о его сегрегационной природе, нежели инъекционной.

Линзы явно сегрегационного льда мы наблюдали в небольших - около 1 м высотой и 10 м шириной - многолетних буграх пучения в пределах обсыхающих мелких озер на поверхности морской абразионной террасы у мыса Старостина на южном берегу Ис-фьорда. Лед залегал на глубине 0,5-1 м под подушкой мха и торфа.

Сегрегационный залежеобразующий лед мы обнаружили и в сезонных буграх пучения на делювиально-солифлюкционных склонах в полосах стока и под кочками мха в долине р. Грендален. Мощность ледяных ядер составляет от 10 до 30 см. В плане их форма обычно неправильная. О сегрегационном генезисе льда в буграх пучения свидетельствует ряд признаков: большое количество включений грунта и пузырьков газа, преимущественно цилиндрических, вертикально удлинённых, диаметром менее 1 мм; лед крупнозернистый, поперечник зерен колеблется около 10 мм. Корешки растений пронизывают периферийную часть ледяного ядра. Подстиляется лед очень

льдистым суглинком с атакситовой криотекстурой; переход к ледяному ядру постепенный.

Определенно инъекционный пласт льда мы встретили в 5 км от устья р. Грендален. Здесь располагается группа из четырех бугров высотой от 5 до 12 м, шириной около 100 м. В русле реки на этом участке находится выход минерального источника, к которому приурочена русловая наледь, еще сохранившаяся в середине августа. Здесь же находится и пластовая залежь инъекционного льда. Видимо, ранее инъекционный лед полностью был под наледью, но к середине августа часть ее стаяла, один конец пласта инъекционного льда обнажился, а другой остался под землей на глубине около 1 м.

Лед пласта сравнительно чистый, твердых примесей на обследованном участке не обнаружено. Пузырьки газа в некоторых местах тоже отсутствуют, но иногда образуют скопления; форма их сферическая, овальная, цилиндрическая, диаметр около 1 мм. Длина цилиндрических пузырьков достигает 4-5 мм, а некоторых и 20-30 мм, диаметр 3-5 мм. Интересно, что почти все они сужаются, даже «заострены» кверху. Лед крупнозернистый, диаметр кристаллов в плоскости *ab* составляет 10-30 мм, в среднем 10-20 мм, а плоскостях *ac* и *bc* - 30-50 мм. Кристаллы льда вертикально удлинены, максимальный измеренный размер - 30 x 100 мм.

Среди вторичных внутригрунтовых льдов здесь встречаются термокарстово-пещерные. Их образование связано с процессами термоэрозии, поэтому они приурочены к ледниковым отложениям с погребенными льдами. Несколько выходов термокарстово-пещерного льда мы обнаружили в обрыве северного берега Ван-Мейен-фьорда на Дамес-морене. Все они были приурочены к основаниям уступов термокарстовых цирков, расположенных в виде лестницы. Первоначально создается впечатление, что это остатки погребенного ледникового льда, однако при внимательном рассмотрении оказалось, что это небольшие тела льда неопределенной формы, по своему строению отличающегося от ледникового. Пузырьки газа в нем мелкие, сферические и овальные, по-видимому, только автогенные. В одном из выходов лед мелкозернистый, в другом крупнозернистый. Поперечник зерен в первом случае равен 2-3 мм, во втором - от 7-10 до 20 мм; минеральные примеси - преимущественно пылеватые частицы. Характерно сильное ожелезнение грунта на контакте со льдом и даже в самом льду.

Другой вид термокарстово-пещерного льда мы наблюдали в современной эрозионно-термокарстовой рывтине у конца ледника Веринг. Здесь водоток с ледника промыл в морене глубокую борозду, которая зимой заполняется снегом. Поскольку он стает не полностью и превращается в лед, летом поток размывает уже инфильтрационный и конжеляционный лед местного происхождения. Русло потока смещается, а оставшиеся от предыдущего года участки льда погребаются под оплывающими моренными отложениями и могут сохраняться продолжительное время. Мелкозернистость термокарстово-пещерного льда, сильная пузырьчатость, наличие линз, карманов чистого льда и незначительное количество минеральных примесей - типичные признаки его инфильтрационного генезиса.

На Шпицбергене часто встречается также жильный лед в трещинах скальных пород. Он был отмечен геологами при добыче каменного угля и проходке шахтных стволов в Груманте, Баренцбурге, Пирамиде и Свеагруа [Обидин, 1958]. К сожалению, этот тип льда пока не изучен на Шпицбергене.

Таким образом, маршрутные полевые исследования подземных льдов показали, что Шпицберген - уникальный район, не имеющий аналогов в полярных областях обоих полушарий. Дальнейшее всестороннее изучение подземных льдов и криогенного

строения мерзлых пород Шпицбергена может дать много нового для выявления закономерностей современного и древнего оледенения полярных областей Земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гляциология Шпицбергена. М., «Наука», 1985, 200 с.
2. *Лаврушин Ю.А.* Четвертичные отложения Шпицбергена. М., «Наука», 1969, 181 с.
3. *Обидин Н.И.* Новые данные о подземных водах и вечной мерзлоте советских рудников острова Шпицберген по исследованиям 1952-1954 гг. - Труды НИИГА, т. 85, вып. 9, 1958, с.129-140.
4. Оледенение Шпицбергена (Свальбарда). М., «Наука», 1975, 276 с.
5. *Baranowski S.* Glaciological investigations and glaciomorphological observations made in 1970 on Werenskiold glacier and its borefield. - Results of investigations of the Polish Scientific Spitsbergen expeditions, 1970-1974. v. 1, Acta Univ. Wratisl.; № 251. Wroclaw, 1975, p. 69-94.
6. *Liestol O.* Pingos, Springs, and Permafrost in Spitsbergen. ARBOK 1975. Norsk Polarinstittut. Oslo, 1977, p. 7-29.

SUMMARY

Spitsbergen is the region of vast spreading not only of the surface glacierization but also of underground glaciers. Route studies made in 1987, provided for the first time the data on the structure and bedding conditions of ground ice: ice-cement and segregated ice, and also of massive ice: buried glacier ice and snow-patch ice, segregated and injected ice in frost mounds; thermokarst-cave ice. The most widely spread of the primary intraground ice is the ice of cement type, of secondary ice types there is vein ice, and of buried ice are glacier types of ice. Conclusions are made about the peculiarities of the underground glaciation of Spitsbergen.

Ссылка на статью:



Втюрин Б.И. Подземные льды Шпицбергена. Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения. 1989. № 65. С. 69-75.