

ПРИРОДА

№ 1, 2005 г.

Н.А. Шполянская

Арктический шельф и вечная мерзлота

© “Природа”

**Использование и распространение этого материала
в коммерческих целях
возможно лишь с разрешения редакции**



Сетевая образовательная библиотека “VIVOS VOCO!”
(грант РФФИ 03-07-90415)

vivovoco.nns.ru
vivovoco.rsl.ru
www.ibmh.msk.su/vivovoco

Арктический шельф и вечная мерзлота

Н.А.Шполянская

Современные планы освоения полезных ископаемых Российского арктического шельфа [1] требуют знания природных условий этого обширного пространства. Существенно осложняет любые работы в северных районах вечная мерзлота (криолитозона). Вечномерзлые, часто высокольдистые породы слагают дно большей части ледовитых морей и их берега.

Большинство исследователей считают, что криолитозона шельфа сформировалась на суше в холодную эпоху во время глубокой регрессии (отступления) моря, примерно 18–20 тыс. лет назад, а потом была затоплена во время трансгрессии, закончившейся около 6 тыс. лет назад. Имеются расчеты постепенной деградации реликтовой шельфовой мерзлоты под отепляющим влиянием моря. В то же время существуют данные о современном образовании льдистых донных отложений, например в юго-восточной части Баренцева и юго-западной части Карского морей [2], а также в отложениях моря Лаптевых (недавние российско-германские исследования). И хотя подобные сведения единичны, они показывают, что криолитозона арктического



Нелла Александровна Шполянская, доктор географических наук, ведущий научный сотрудник кафедры криолитологии и гляциологии географического факультета Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова. Область научных интересов — вечная мерзлота, пластовые подземные льды в морских отложениях. Участник многочисленных экспедиций в северные районы России.

шельфа неоднородна. По-видимому, в ней следует выделять и реликтовую, и современную, вновь образующуюся часть.

Это важно по нескольким причинам. Во-первых, направленность развития шельфовой мерзлоты (деградация реликтовой или нарастание современной субмаринной) определяет геоэкологические условия на шельфовых пространствах, а тем самым и условия его освоения. Во-вторых, она влияет на развитие прибрежной части шельфа и береговой зоны, что тоже существенно для хозяйственной деятельности. В-третьих, признание возможности формирования вечной мерзлоты непосредственно на дне моря по-новому освещает геологи-

ческую историю развития арктического шельфа.

Для понимания природы шельфовой криолитозоны обратимся к проблеме происхождения мощных залежей подземных льдов, распространенных на древних морских равнинах (бывших шельфах) севера Евразии и обобщенно называемых пластовыми льдами. Именно они содержат в себе информацию об истории развития вечной мерзлоты на континенте и шельфе, о пространственном соотношении наземного и подземного оледенений на протяжении этой истории, о трансгрессиях и регрессиях арктического бассейна.

Пластовые льды наиболее часто встречаются в пределах низ-

© Шполянская Н.А., 2005



Распространение пластовых льдов в Российской Арктике и Субарктике.

менных арктических равнин, где длительное время накапливались ледово-морские осадки (например, Ямало-Гыданская провинция, Чукотка). Менее распространены такие льды в предгорьях и горных долинах и вообще не встречаются в районах денудации и выноса материала, например, на Кольском п-ове, а также в местах, где осадконакопление проходило в озерно-аллювиальном режиме — в пределах Яно-Индигорской и Колымской низменностей.

Вопрос о происхождении пластовых льдов остается спорным. Одни исследователи видят в них захороненные остатки наземного ледника и считают их свидетельством существования в регионе древнего покровного оледенения, другие считают эти льды изначально внутригрунтовыми образованиями и тем самым признают, что в регионе древнего покровного оледенения не было.

Изучение большого числа разрезов с крупными ледяными залежами, условий их залегания и строения позволяет разделить их на несколько генетических типов [3].

Эталонный разрез субмаринных льдов

Большую часть пластовых льдов в пределах морских равнин севера Евразии можно отнести к субмаринным. Впервые они выделены на севере Западной Сибири в сложно дислоцированных морских отложениях. Эти льды занимают обширные площади в пределах п-ов Ямал и Гыдан, низменных прибрежных участков Приуральской части Байдарацкой губы (структурное продолжение Ямала), а также в пределах Северо-Сибирской низменности, имевшей единую историю с севером Западной Сибири. Как правило, они залегают в морских плей-

стоценовых, сильно дислоцированных отложениях. Подобные льды были детально исследованы автором статьи в разрезе казанцевских отложений в западной части Гыдана в долине р.Тадибяхи [4].

В обрывах высотой 25—30 м, окаймляющих широкую долину реки, на протяжении десяти километров в разных излучинах реки и ее притоков обнажаются сложно деформированные, очень льдистые иловатые, глинистые и супесчано-глинистые отложения, содержащие пластовый лед одного типа мощностью 5—8 м и протяженностью до 150—200 м. В ледяной залежи ледяные слои толщиной от 10—15 см до 20—30, а нередко и 30—40 см, чередуются с тонкими грунтовыми прослоями толщиной менее 1 см. Слои образуют сложный рисунок — параллельные либо сложно переплетающиеся, иногда горизонтальные, иногда дугообразные или сложной конфигурации по-



Сумаринная ледяная пластовая залежь в долине р.Тадибейхи (п-ов Гыдан). В разных ее частях заметны тонкопереслаивающиеся прослой льда и грунта сложной конфигурации.

Фото Н.А.Шполянкой

лосы, расположенные то вплотную друг к другу, то на расстоянии нескольких сантиметров. Слоистость залежи явно относится к седиментационному типу. Сами грунтовые прослой тоже не монолитны, а состоят из льда и грунта.

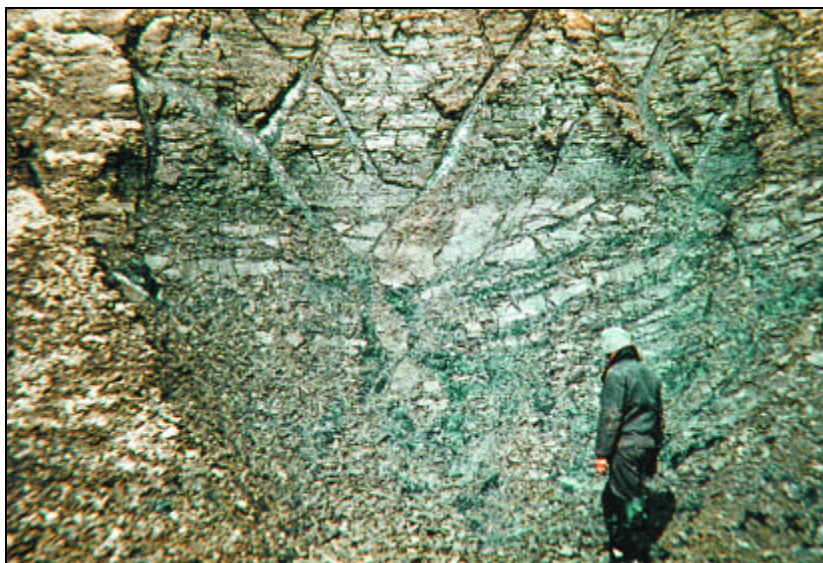
Такая толща с равномерным переслаиванием грунта и льда и высокой согласованностью слоев, наблюдаемой даже при очень сложной их конфигурации, могла сформироваться только в морских, субаквальных (субмаринных, учитывая морской генезис вмещающих пород), достаточно глубоководных условиях при одновременном промерзании накапливающихся донных осадков. Строе-ние ледяной залежи Тадибейх-



Ледяная пластовая залежь прибрежно-морского происхождения в районе Селякин мыс (низовья Енисея). На обнажениях одной толщи видны крупные субгоризонтальные слои льда, разделенные грунтовыми прослоями.

Фото Н.А.Шполянкой,
Е.В.Подольского





Залежь инъекционного льда близ пос.Таб-Саля в низовьях Енисея. Видны следы напора замерзающей воды: слои ленточных глин разорваны и сдвинуты по обе стороны вертикальных внедрений (штоков).

Фото Е.Г.Карпова



ского разреза можно считать эталоном для ледяных тел такого типа.

Подобные толщи с пластовыми льдами описаны во многих районах севера Западной Сибири: на Ямале — оз.Ней-То, пос.Харасовей, мыс Бурунный, пос.Марре-Сале, р.Юрибей и Мордыяха, на Гыдане — реки Юрибей, Гыда, Танама на приуральской и ямальской сторонах Байдарацкой губы [5].

Судя по условиям залегания и строения, к субмаринным льдам следует отнести пластовые льды и других районов. Так, к северо-западу от Полярного Урала, на юго-западном склоне горного кряжа Пай-Хой, в обрывах морских террас начала позднего плейстоцена встречены подобные льды мощностью до 10 м и более [6].

Во многих районах на Чукотке также вскрыты ледяные залежи крупных размеров (300 м и более в поперечнике), по строению очень похожие на западно-сибирские: на юго-восточном и восточном побережье Чукотского п-ова, северном побережье о.Аракамчечен, побережье Колючинской губы, мысе Ныгликан, в Мечигменском заливе, заливе Креста (его восточном, близ пос.Конергино, на р.Янрамовей, и западном побережьях), в приморских частях Нижне-Анадырской низменности [7, 8]. Все льды приурочены к ледниково-морским отложениям третьей и четвертой террас, а также встречаются на контактах ледниково-морских суглинков с морскими отложениями второй террасы. Подавляющее боль-

Погребенный глетчерный лед в низовьях Енисея.

Вверху — крупноблоковое строение залежи, образованное серией аркообразных грунтовых прослоев, близ пос.Ермаково («Ледяная гора»); внизу — крупноблоковое строение залежи близ пос.Иннокентьевское.

Фото Н.А.Шполянской, Е.Г.Карпова

шинство выходов подобных льдов имеет складчатое сложение и состоит из серий слоев, иногда согласно залегающих, иногда секущих друг друга. Во многих случаях льды напоминают по облику дислоцированные горные породы. Прослойки льда чередуются через 4–7 см со струйками минеральных примесей толщиной 2–3 мм. Такая криогенная текстура могла возникнуть так же, как в залежи на Тадибеахе — в морских условиях, при развитии подводного оползнеобразования и смятия промерзающих слабо литифицированных донных осадков.

Крупные подземные залежи льда, которые по их описанию можно считать субмаринными, упоминаются в работах 30-х годов XX в. в районе низовьев р.Хатанги, в бухте Кожевникова.

На краю морского бассейна

Прибрежно-морские льды встречаются в тех же регионах, что и субмаринные, но приурочены к краевым частям древнего морского бассейна. Таков район Селякина мыса в низовьях Енисея близ пос. Усть-Порт [9]. Здесь в супесчано-песчаных прибрежно-морских отложениях позднелейстоценового (казанцевского) возраста вскрываются льды, по своему виду заметно отличающиеся от вышеописанных. Они представлены серией преимущественно горизонтально вытянутых пластов (от 15 до 60 см толщиной), разделенных между собой грунтовыми прослоями (15–20, иногда до 30 см). Контакты ледяных пластов всегда четкие, прямолинейные, согласованные с первичной слоистостью вмещающих пород. Сложные дислокации отсутствуют. Это свидетельствует об их формировании в едином осадкообразующем процессе.

Ледяные пласты возникли в результате замерзания надмерзлотного водоносного гори-

зонта, образующегося в основании сезонно-талого слоя (СТС) достаточно обводненных и грубодисперсных осадков. Накопление осадков происходило регулярно в периоды нагонного затопления береговой зоны, СТС вместе с водоносным горизонтом перемещался вверх, формировался новый ледяной пласт. Так снизу вверх нарастала ритмично слоистая ледяная толща. Наличие в этом же горизонте (на участках с более тонкодисперсными отложениями) небольших по размерам, но хорошо развитых полигонально-жильных льдов — дополнительное свидетельство того, что накопление и промерзание супесчано-песчаной ледистой толщи шло в прибрежно-морских условиях.

Разрез Селякина мыса можно считать эталоном для пластовых льдов прибрежно-морского типа. Похожие льды описаны и в других районах Российского севера — на Пай-Хое в районе Силова-Мусюр в позднелейстоценовых ледово-морских суглинках, на п-ове Югорском, в 40 км восточнее пос.Амдерма, в районе Байдарацкой губы, и на Ямальском и Приуральском ее побережьях, на Чукотке — в низовьях р.Анадырь в засоленных ледниково-морских отложениях, в западной части дельты Лены на о.Арга-Муора-Сисе в каргинских (28500±1900 лет) песках с галькой, переходящих вверх по разрезу в суглинки. Пластовые льды в морских отложениях, сходные по своему строению с прибрежно-морскими льдами, описаны в литературе в низовьях р.Хатанги, р.Поппайгай, в районе Нордвика, на восточном побережье Таймыра, в устье Енисея.

К сожалению, рамки журнальной статьи не дают возможности остановиться на двух других распространенных типах подземных пластовых льдов. Это так называемые инъекционные, возникающие на континентах при замерзании напорных вод, в основном в районах рас-

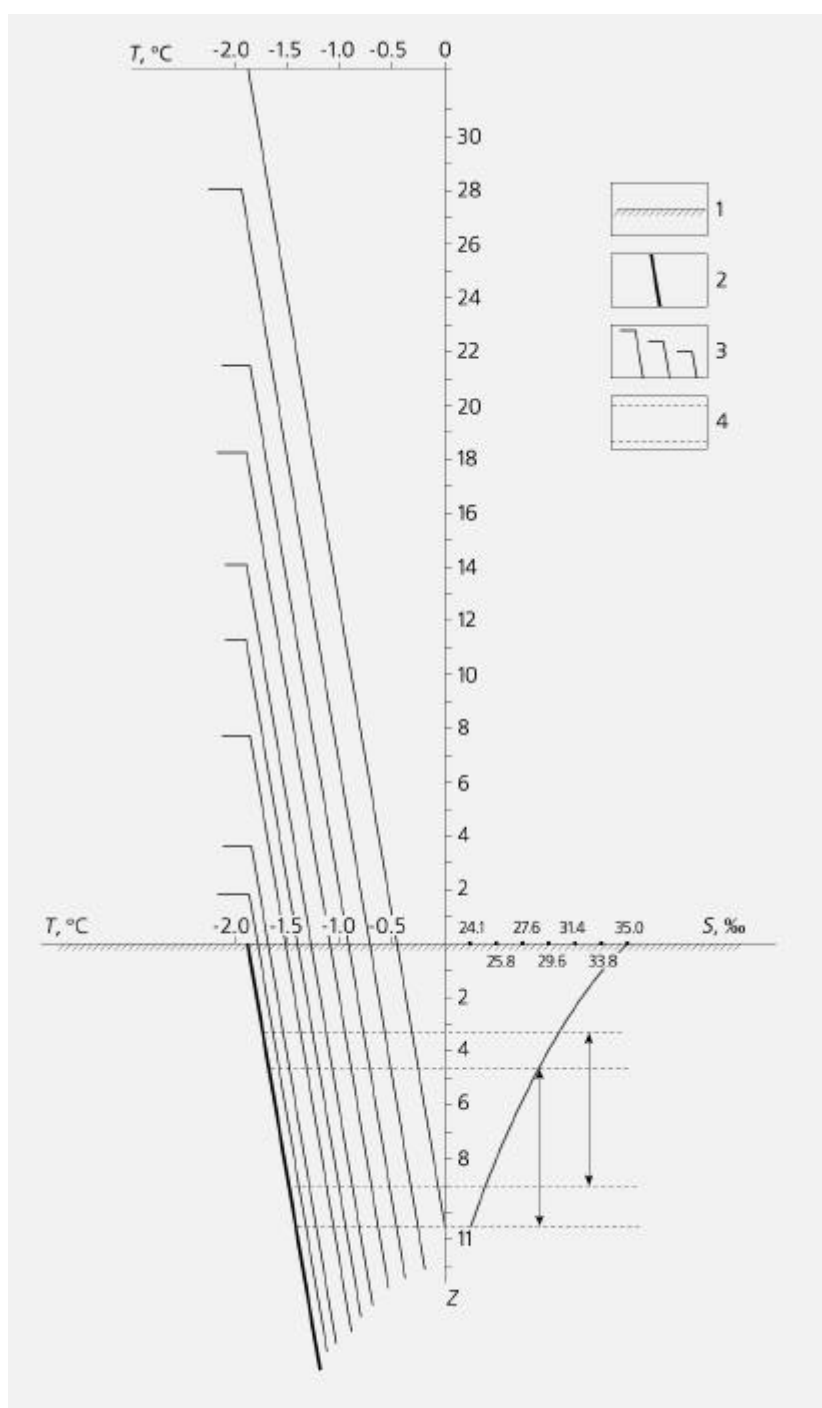
пространения обширных подзерных талых пород и местах разгрузки напорных подземных вод, а также погребенные (захороненные рыхлыми отложениями) остатки глетчеров, свидетелей древнего оледенения на суше. Даже по своему внешнему виду (читатель убедится в этом, глядя на приведенные фотографии) эти содержащие лед толщи, образовавшиеся в континентальных условиях, резко отличаются от субмаринных и прибрежно-морских. Последние встречаются только в морских (ледово-морских) и прибрежно-морских отложениях древних (плейстоценовых) морских равнин. В континентальных отложениях они отсутствуют. Это значит, что подобные льды формировались в пределах древних шельфов в периоды трансгрессивных фаз Арктического бассейна.

Из всего этого следует, что на современном шельфе тоже должно идти формирование субмаринной криолитозоны и крупных залежей льдов. Установить это в пределах всего арктического шельфа сейчас трудно из-за наличия реликтовой мерзлоты. Но как отличить одну от другой? Мы предлагаем возможный механизм формирования субмаринной мерзлоты, который одновременно может стать критерием для ее выделения.

Возможный механизм формирования

До недавнего времени считалось, что донные осадки промерзают только на мелководьях, но никак ни на глубоких участках моря. Однако анализ распределения температуры и солености в донных отложениях показывает, что это возможно.

В арктических морях температура верхнего слоя донных отложений меняется в зависимости от глубины моря. Самая низкая отрицательная температура приурочена к береговой



Температура (T , °C) и соленость (S , ‰) донных осадков арктического шельфа. Z , м — глубина донных грунтов.

- 1 — поверхность дна моря;
- 2 — современная температура донных грунтов (вертикальный $\nabla T = 0.04^\circ/\text{м}$);
- 3 — изменение температуры донных грунтов по мере накопления осадков и смещения вверх поверхности дна моря;
- 4 — интервал глубин, где промерзают донные осадки, по мере их накопления интервал тоже смещается вверх.

линии. С увеличением глубины до 2 м она растет и достигает 0°C на границе максимальной толщины припайного льда, равной глубине моря. Глубже температура, продолжая повышаться, переходит в положительную и достигает наивысшего значения (2.8°C) в интервале глубин 2–3 м, где лед находится на плаву, что обусловлено значительным летним прогревом мелководья. С дальнейшим увеличением глубины температура снова начинает понижаться и на глубине 7–8 м вторично переходит через 0°C (-0.2°C). С 16–18 м донные грунты уже имеют устойчивую отрицательную температуру, которая понижается до глубины 30–35 м, где достигает -1.6 — -1.8°C . Отсюда до глубины 200 м наблюдается гомотермия — температура донных грунтов не меняется, полностью отсутствуют и ее годовые колебания. Еще глубже наблюдается плавное повышение температуры до -0.8°C на глубине 500 м [10]. Таким образом, в арктических морях на достаточно большой глубине, примерно от 35 до 200 м, устанавливаются устойчивые отрицательные температуры.

Соленость (минерализация) поровых вод донных осадков тоже меняется по разрезу, уменьшаясь от поверхности дна в глубь толщи осадков. Снижение концентрации хлора с глубиной зафиксировано во многих местах: в Атлантическом океане — на склоне Южно-Американского континента, в северо-восточной части Атлантического океана — на значительном удалении от берега при глубине моря 3000 м (от 19.3‰ в поверхностном слое до 15.1‰ на глубине 4.3 м), в окраинных внутриконтинентальных морях — Черном (от 12.5‰ в поверхностном слое до 9.5 на глубине 4.5 м и до 4–6‰ на 8–10 м) и Балтийском, а также в Норвежском открытом море недалеко от берега. Из этих данных видно, что изменение солености донных

осадков с глубиной — явление общее, повсеместное [11].

Причина такого распределения солей пока не выявлена. Ряд исследователей считают, что уменьшение минерализации с глубиной отражает некий ранний геологический этап, характеризовавшийся распреснением морских вод из-за сброса в море пресных талых ледниковых вод. Однако с этим трудно согласиться. Во-первых, снижение солености наблюдается и в низких широтах в открытом океане, где ледниковые воды вряд ли могли оказать заметное влияние. Во-вторых, пресные воды всегда легче, чем соленые, и обычно образуют плавающие по поверхности линзы. Поэтому распреснение морских вод в эпоху дегляциации вряд ли коснулось придонных вод, а значит, не могло повлиять на минерализацию донных осадков. Даже в не слишком глубокой Обской губе пресные воды р.Оби подстилаются более тяжелыми солеными водами Карского моря [10]. В-третьих, диффузия, неизбежно возникшая бы при установлении градиента концентрации после дегляциации, как бы медленно она ни протекала, за геологические времена должна была бы выровнять соленость осадков. Устойчивый градиент минерализации должен поддерживаться каким-то постоянно действующим процессом.

Думается, что причину рассматриваемого распределения солености в донных осадках можно выявить, обратившись к законам термодинамики необратимых процессов. Дело в том, что исследуемая среда характеризуется одновременно и градиентом концентрации, и градиентом температуры, обусловленным внутриземным потоком тепла. В этом случае помимо обычной «прямой» диффузии возникает еще и «перекрестная» термодиффузия, поддерживающая перенос вещества под влиянием постоянного градиента температуры. В ре-

зультате в донных осадках возникает поток ионов солей, направленный противоположно градиенту температуры (эффект Соре). Этот процесс описывается [12] формулой

$$I = -D' \rho C(1 - C) \nabla T - \rho D \nabla C,$$

где I — поток концентрации; D' — коэффициент термодиффузии; ρ — плотность среды; C — концентрация раствора; T — температура; D — коэффициент диффузии.

Первый член правой части уравнения описывает процесс термодиффузии, т.е. поток солей, вызванный градиентом температуры и направленный противоположно ему — из нижних слоев грунта к его поверхности. Второй — противопоток прямой диффузии, возникающий из-за градиента концентрации и стремящийся уравновесить поток термодиффузии. Условие равновесия этих противоположно направленных потоков концентрации соли, определяемых обычной диффузией и термодиффузией, задается формулой

$$\nabla C = - \frac{D' C(1 - C)}{D} \nabla T.$$

Это значит, что поровая вода в донных осадках будет распресняться до тех пор, пока в них не создастся стационарный градиент солености, отвечающий приведенному уравнению.

Почему же уменьшение по разрезу солености поровых вод донных осадков при отрицательной температуре создает возможность промерзания донных осадков на некоторой глубине от дна моря?

Морская вода с соленостью 35‰ замерзает при -1.9°C . Температура верхнего слоя донных грунтов, как видно из фактического материала, равна -1.8°C . Поэтому донные осадки в своей верхней части до некоторой глубины не промерзают. Однако с глубиной соленость снижается, и в некотором интервале глубин (в нашем примере — от 4.5

до 10–11 м) столь заметно, что температура осадков оказывается достаточной для их промерзания.

По мере накопления осадков этот интервал глубин смещается вверх так же, как и поверхность дна. И в этом же направлении, снизу вверх (одновременно с накоплением осадка), растет мерзлая толща. Имеющиеся данные показывают, что обезвоживание происходит очень медленно. Благодаря этому слабо литифицированные донные грунты высокой влажности после промерзания превращаются в слоистую ледо-грунтовую толщу.

По мере нарастания мерзлой толщи вверх температура нижнего промерзшего слоя повышается в соответствии с температурным градиентом. Поэтому рост толщи не беспредельно и происходит до тех пор, пока температура подошвы нарастающей толщи не достигнет 0°C . В мерзлом состоянии может сохраняться толща осадков не более 40–50-метровой мощности, так как снизу она будет оттаивать за счет внутриземного потока.

И еще один вопрос. Выделяющееся при замерзании поровой воды тепло должно иметь отток в придонные слои воды. Тем не менее, их температура по наблюдениям не повышается, она на этих глубинах всегда одинакова и самая низкая. Дело в том, что в морской воде постоянно идет вертикальное плотностное перемешивание. Поскольку плотность морской воды увеличивается с повышением солености, а при близких значениях солености — с понижением температуры, придонная вода, нагреваясь из-за поступающего в нее тепла фазовых превращений, поднимается вверх, а на ее место к поверхности дна опускается более холодная (а потому более тяжелая) вода. В результате в воде достаточно быстро восстанавливается устойчивая плотностная и температурная стратификация.

* * *

Итак, на современном арктическом шельфе идет, по-видимому, образование льдистой криолитозоны. Основной критерий для ее выделения: — равномерно слоистая по разрезу криогенная текстура, свойственная толще, промерзающей одновременно с накоплением. Реликтовые же отложения, сформировавшиеся на поверхности суши в субаэральных условиях, ныне должны иметь совершенно иное строение и дру-

гой характер распределения льда. Мощность вновь образующихся на шельфе мерзлых пород не должна превышать 50 м, в то время как у реликтовых мерзлых толщ может составлять сотни метров.

Проблема поиска морских подземных льдов важна, поскольку имеет не только теоретический, но и прикладной характер. На арктическом шельфе и берегах наших северных морей появляются новые буровые, трубопроводы, нефтяные платформы, безопасность работы ко-

торых зависит от того, на каком грунте они построены. Некоторые надежды на расширение исследований криолитозоны шельфа можно возлагать на предстоящий Международный Полярный год (2007—2008), во время которого внимание специалистов к проблемам мерзлоты безусловно возрастет. ■

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 02-05-64263.

Литература

1. Дмитриевский А.Н., Белонин Д.М. Перспективы освоения нефтегазовых ресурсов Российского шельфа // Природа. 2004. №9. С.3—10.
2. Мельников В.П., Федоров К.М., Вольф А.А., Спасивцев В.А. // Криосфера Земли. Т. II. 1998. №4. С.51—57.
3. Шполянская Н.А. // Вестник Моск. ун-та, география. 1991. №5. С.73—83.
4. Шполянская Н.А. // Криосфера Земли. 1999. Т. IV. №4. С.61—70.
5. Дубиков Г.И. Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири. М., 2002.
6. Оберман Н.Г. // Инженерная геология. №5. 1985. С.99—104.
7. Гасанов Ш.Ш. Криолитологический анализ. М., 1981.
8. Котов А.Н. Особенности залегания, состава и строения ледяных залежей пластового типа на северном побережье залива Онемен (Чукотка) // Мат-лы Второй конференции геокриологов России. М., 2001. С.218—225.
9. Тумель Н.В., Шполянская Н.А. Криолитогенез плейстоценовых отложений в низовьях Енисея (на примере Селякина мыса) // Проблемы криолитологии. 1983. Вып.11. С.116—136.
10. Жигарев Л.А. Океаническая криолитозона. М., 1997.
11. Шишкина О.В. Геохимия морских и океанических иловых вод. М., 1972.
12. Де-Гроот С.Р., Мазур П. Неравновесная термодинамика. М., 1964.

Всемирный союз охраны природы в настоящее время располагает базой данных по 24 тыс. видов растений и животных. Она составлена на основе информации, присланной 8 тыс. ученых из 181 страны. На сайте www.iucnredlist.org можно ознакомиться с Красной книгой Союза, здесь же содержится наиболее полный и достоверный перечень сведений о работах по сохранению видов. Terre Sauvage. 2004. №191. P.16 (Франция).

Американские исследователи изучили образцы тканей, взятых с 283 мумий, которые

очень хорошо сохранились в условиях сухого климата западного побережья Южной Америки. У 41% обследованных мумий была обнаружена трипаносома (*Trypanosoma cruzi*) — одноклеточный паразит, возбудитель болезни Чагаса. Эти данные позволяют считать, что доля населения, пораженного этой болезнью, и ее распределение по возрасту и полу достаточно близки к современным показателям. Исследователи полагают, что болезнь Чагаса уже существовала как минимум 9 тыс. лет назад.

Sciences et Avenir. 2004. №685. P.30 (Франция).

Печальный рекорд по числу исчезнувших видов флоры и фауны установлен в США штатом Гавайи. Согласно опубликованному в мае 2004 г. докладу Центра по биологическому разнообразию, из 108 видов, вымерших в стране за 1973—1994 гг., на этот штат приходится 49. В их число входят 15 видов брюхоногих моллюсков, 12 — растений, 14 — насекомых и восемь — птиц, в том числе большой певчий дрозд кауаи, некогда самый распространенный на архипелаге вид птиц.

Sciences et Avenir. 2004. №688. P.42 (Франция).