

КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ОБРАЗОВАНИЯ

УДК 551.328.2

ПЕРИОДИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ МОРЯ
КАК ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ ПЛАСТОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ ЛЬДА

В.Н. Голубев

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический ф-т,
119992, Москва, Воробьевы горы, Россия, golubev@geol.msu.ru*

Генезис и механизм формирования пластовых залежей льда на побережье арктических морей остаются предметом острой дискуссии. Полевые исследования на побережье Белого моря показали тесную корреляцию колебаний уровня грунтовых вод с приливными явлениями. Это позволяет рассматривать прибрежные гидродинамические процессы как один из основных факторов избыточного увлажнения грунтов на арктическом побережье и формирования в них крупных ледяных тел при соответствующих климатических и гидрогеологических условиях. При физическом моделировании однонаправленного промерзания многослойной грунтовой толщи установлено, что периодический подъем воды в водопроницаемом (водоносном) горизонте к границе с перекрывающим его мерзлым тонкодисперсным грунтом (водоупором) ведет к повышению льдистости грунтов в этой зоне и формированию ледяного горизонта.

Арктическое побережье, грунтовые воды, уровень моря, пластовые льды

PERIODICAL VARIATIONS OF SEA LEVEL AS A FACTOR
OF THE TABULAR ICE FORMATION

V.N. Golubev

*Lomonosov Moscow State University, Department of Geography,
119992, Moscow, Vorobyovy Gory, Russia, golubev@geol.msu.ru*

The genesis and mechanism of the tabular ice formation in Arctic sea shore are the subject of heated debates. The field studies in the area of the White Sea have shown close correlation between the ground water level and the periodic oscillation of the sea level. This allows considering the processes related to coastal hydrodynamics as one of the basic factors of the additional moisture of ground and the formation of tabular ice near Arctic sea. Physical modeling of the one-dimensional ground freezing has revealed that a periodic ground water rise in a porous (water-permeable) frozen ground under a frozen (not permeable for water) layer leads to an increase in the ice content of the ground and forms ice horizon.

Arctic shore, ground water, sea level, tabular ice

ВВЕДЕНИЕ

В многолетнемерзлых породах прибрежных низменностей Арктического бассейна широко распространены залежи массивного льда, в ряде случаев удаленные от современной береговой линии на 100–200 км. Горизонтальные размеры залежей составляют обычно десятки–сотни метров и значительно превосходят вертикальные, что, в частности, и послужило основанием предложить термин “пластовые льды” для их обозначения [Шумский, 1955]. Вмещающие породы в области распространения пластовых льдов обычно представлены отложениями морского генезиса, часто засоленными (1–40 г/л) [Баду и др., 1982; Стрелецкая и др., 2005], тогда как исследования химического состава

ва самих льдов показывают их низкую минерализацию, пресный и даже ультрапресный состав (0,01–0,30 г/л) [Дубиков, 1982; Васильчук, 1992; Иванов и др., 1992; Фотиев, 1999]. Залегание и тем более формирование льдов такого состава в засоленных отложениях морского генезиса является одним из труднообъяснимых фактов при рассмотрении генезиса льдов и происхождения вод, участвовавших в льдообразовании. Данные изотопных исследований пластовых льдов показывают, что по содержанию тяжелых изотопов ($\delta^{18}\text{O} = -16...-20\text{‰}$) они довольно далеко отстоят от изотопного состава морской воды и морских льдов ($\delta^{18}\text{O} = -1...+4\text{‰}$) [Крицук, 1985; Крицук и др.,

1986; Гатауллин, 1992; Васильчук, 1992]. Вместе с тем по соотношению ^{18}O и D пластовые льды располагаются вблизи глобальной линии метеорных вод, что позволяет предполагать их происхождение из воды атмосферных осадков, формировавшихся при температуре $-10...-15^\circ\text{C}$. Ионный состав ледяных залежей, характеризующийся преобладанием гидрокарбонатов $\text{HCO}_3 > \text{Cl} > \text{SO}_4$; $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$ [Гатауллин, 1992; Фотиев, 2003], также указывает на участие в их формировании грунтовых вод. Однако в работе [Иванов и др., 1992] отмечается, что данные о химическом составе пластовых льдов еще не могут служить надежным источником информации об их генезисе.

В строении и залегании “пластового комплекса” исследователи часто отмечают ряд характерных особенностей [Корейша и др., 1981; Гасанов, 1982; Гречищев и др., 2000]: 1) пластовые льды залегают согласно со слоистостью перекрывающих глин и суглинков и обычно подстилаются песчаными отложениями; 2) перекрывающие глинистые отложения вблизи контакта льдонасыщены, содержат различно ориентированные ледяные прослои и шпирь разных размеров; 3) вмещающие породы обычно являются засоленными на всем простирании пластовой залежи, тогда как химический состав пластового льда в пределах залежи может меняться от ультрапресного до солоноватого. Наблюдается также присутствие в верхней части пластовых залежей большого количества остроугольных обломков перекрывающих глинистых алевролитов [Крицук, 1985; Гатауллин, 1992], что М.М. Корейша [Корейша и др., 1981] охарактеризовал как первично сегрегационную криогенную текстуру перекрывающих отложений, формировавшуюся при промерзании сверху и под воздействием снизу свободных грунтовых вод. При этом он подчеркивал, что блоки этих отложений с ненарушенной текстурой как бы взвешены в окружающем их льду.

Основные гипотезы генезиса и механизма формирования пластовых льдов предполагают: а) их внутригрунтовое происхождение в результате разных вариантов инъекционного и сегрегационного льдообразования [Гасанов, 1982]; б) первично наземное происхождение льдов и их последующее захоронение [Каплянская, Тарноградский, 1976; Соломатин, 1977, 1986]; в) субмаринный криолитогенез [Попов, 1991; Шполянская, 1991; Хименков, Шешин, 2000]. Вместе с тем еще в 1955 г. П.А. Шумский [1955] показал, что попытки объяснить генезис подземных льдов действием какого-либо единого механизма льдообразования несостоятельны, что пластовые залежи могут иметь различный генезис, более того, в настоящее время выработаны представления о существовании полигенетических залежей и их многостадийном формировании [Хименков, Шешин, 2000; Фотиев, 2003].

Критерием при дешифрировании генезиса той или иной внутригрунтовой залежи могли бы служить текстура и структура самого льда, но вслед за авторами работы [Корейша и др., 1981] следует признать, что только петрографические методы не дают исчерпывающего объяснения относительно генезиса ледяного образования. Текстура многих пластовых залежей, располагающихся вблизи морского побережья, формируется различно ориентированными (иногда волнистыми) слоями льда, облекающими линзы и слои минерального вещества, состав и текстура которых хорошо соответствуют составу и текстуре вмещающих грунтов. Слои льда обычно сложены изометричными и короткостолбчатыми кристаллами без какой-либо преимущественной ориентации их оптических осей.

Формирование ледяного пласта по инъекционному механизму предполагает, что его слои должны быть сложены столбчатыми и призматическими кристаллами с закономерно меняющейся ориентацией оптических осей, однако при объяснении слоистого строения льда серьезной проблемой становится обоснование многократного повторения инъекций в одном и том же месте. Инфильтрационный механизм формирования предполагает фильтрацию воды из замкнутых подозерных таликов к глубоководящей кровле мерзлоты и формирование над ней льдистых горизонтов и залежей льда с высоким содержанием минерального материала и с малым количеством воздушных включений. При сегрегационном механизме роста ледяного слоя, базирующемся на представлении об интенсивном подтягивании связанной воды к фронту кристаллизации [Гречищев и др., 2000], формирование крупных ледяных тел, отвечающих размерам пластовых залежей, весьма проблематично. Гипотезы субмаринного криолитогенеза предполагают непосредственное участие морских вод в формировании подземных (подводных) ледяных образований. Однако теоретическое обоснование такого механизма [Попов, 1991; Шполянская, 1991] не содержит объяснения существенному отличию изотопного и химического состава, обычно фиксируемого во внутригрунтовых ледяных залежах, от того, который ледяные пласты должны были бы иметь в случае субмаринного криолитогенеза.

При первично наземном происхождении лед залежей может иметь слоистую текстуру со слоями, сложенными столбчатыми или призматическими кристаллами, с преимущественной ориентацией оптических осей и с расположением воздушных включений удлиненной формы вдоль граней кристаллов, а сферических или неправильной формы – на контактах слоев (наледи, озерные и морские льды). Ледниковый захороненный (“мертвый”) лед обычно сложен крупными крис-

таллами сложной формы, не имеющими четко выраженной преимущественной ориентации оптических осей, и характеризуется высоким содержанием воздушных включений внутри и на границах кристаллов и сравнительно малым количеством минерального материала.

Приведенное описание основных показателей строения подземных льдов разного генезиса и различных типов льдообразования показывает, что льды прибрежных пластовых залежей по своему строению едва ли могут соответствовать строению морских, озерных и наледных льдов или погребенного ледникового льда, а также льдов сегрегационного и инфильтрационного происхождения, но вполне отвечают строению массивов инъекционного льда, что согласуется с выводом работы [Гасанов, 1982]. Приуроченность же большинства известных ледяных залежей к участкам приморских низменностей, подвергавшимся морскому трансгрессиям, как и особенности состава и строения “пластового комплекса”, указывают на определенную роль динамики морского бассейна в формировании льдистых толщ.

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Материалы трехлетних наблюдений за вариациями уровня грунтовых вод на побережье Белого моря и результаты физического моделирования процесса льдообразования в грунтах различного состава послужили автору основанием предложить механизм формирования пластовых залежей льда, связанный с прибрежными гидродинамическими процессами в периоды отступления моря и общего похолодания климата. Формирование в промерзающей толще высокольдистых горизонтов и залежей массивного льда предлагается рассматривать как результат избыточного увлажнения грунтов в прибрежной зоне вследствие подъема грунтовых вод до границы промерзания при периодических изменениях уровня морской воды, вы-

званных приливными и стонно-нагонными явлениями, а также короткопериодными трансгрессиями (порядка десятков–сотен лет) на фоне долгопериодной регрессии [Данилов, 1998; Свиточ, 2003]. Периодичность изменений уровня моря (от суточных приливо-отливных явлений до трансгрессий–регрессий), а также сезонные изменения термического режима предполагают прерывистость процесса льдообразования и вследствие этого слоистую текстуру пластовых залежей льда.

Средняя амплитуда приливной волны в открытом море составляет около 0,5 м, но у побережья высота прилива существенно изменяется под влиянием конфигурации берегов и рельефа дна. В заливах и эстуариях она возрастает по мере уменьшения их сечения, достигая в Мезенском и Пенжинском заливах 10 и 13 м соответственно, а в заливе Фанди (Канада) – даже 16 м [Давыдов и др., 1973]. На морском побережье, на участках с достаточно высоким уровнем прилива, сток грунтовых вод в море через толщу водопроницаемых немерзлых отложений периодически может сдерживаться приливной/нагонной волной. При этом продолжающая поступать грунтовая вода заполняет поровое пространство слоя водопроницаемого грунта, и уровень грунтовых вод поднимается.

В периоды похолодания климата, отступления моря и интенсивного промерзания пород на освобождающейся территории уровень грунтовых вод во время приливов или нагонных явлений мог достигать подошвы уже промерзших грунтов. Замерзание на контакте с мерзлым грунтом части периодически поднимавшейся грунтовой воды должно было вести к формированию высокольдистых горизонтов и слоев массивного льда.

Схема взаимодействия грунтовых вод с морской водой показана на рис. 1. Сток грунтовых вод в море происходит по водоносному горизонту, перекрытому водоупором (промерзающим грунтом), и обеспечивается гравитационными силами или напорным механизмом [Неизвестнов, 1983; Крицук, 1985]. Приливная (или нагонная) волна приостанавливает сток грунтовых вод в море, и в водоносном горизонте происходит подъем уровня воды до отметок, соответствующих или несколько превышающих (из-за разности плотности морской и пресной воды) абсолютную высоту прилива. Степень заполнения водой порового пространства верхней, влагоненасыщенной части водоносного горизонта определяется высотой прилива/нагона, интенсивностью стока (или напором) грунтовых вод и влагопроводными свойствами грунта, а величина дополнительного льдообразования на границе с перекрывающим промерзшим грунтом – температурой поднимающейся грунтовой воды и градиентом температуры в промерзшей части грунта. Формирование высокольдистых горизонтов может происходить и в случае, когда периодический

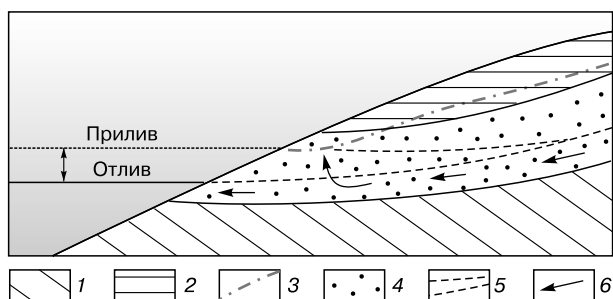


Рис. 1. Схема воздействия прилива/отлива морской воды на уровень грунтовых вод:

1 – нижний водоупор; 2 – морские суглинки; 3 – подошва мерзлых толщ; 4 – песчаный водоносный горизонт; 5 – уровень грунтовых вод; 6 – направления стока.

подъем уровня грунтовой воды не приводит к непосредственному контакту ее с мерзлым грунтом. При подъеме уровня грунтовой воды возрастают градиент концентрации водяного пара в поровом пространстве грунта и интенсивность миграции водяного пара к фронту промерзания, что предполагает повышение льдистости грунта и возникновение в этой зоне слоев льда, иногда идентифицируемых как результат сегрегационного механизма льдообразования.

ПОЛЕВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ ГРУНТОВЫХ ВОД

Наблюдения за колебаниями уровня грунтовых вод были проведены в осенний, зимний и весенний сезоны (сентябрь–ноябрь, январь–февраль, апрель) 2001–2004 гг. на прибрежных пляжах Белого моря. Высота прилива в бухте Домашняя (пос. Поньгома, севернее г. Кемь) достигает 1,65 м, полоса пляжа шириной до 30 м во время прилива покрывается водой. Состав грунтов в районе пляжей представлен несортированными песками кварц-полевошпатового состава с высоким содержанием темноцветных минералов (биотит, роговая обманка, гранаты, рудные) и супесями с глеевыми горизонтами.

Три серии шурфов были пройдены на разном удалении от линии максимального прилива в местах с углами наклона поверхности 3–12°. Температура воды в шурфах в летний период составляла в среднем 6 °С, а в зимний – 0...0,4 °С и обычно отличалась от температуры морской воды, в летний период повышавшейся до 9–15 °С, а в зимний понижавшейся до –0,5...–1,5 °С. Вода в шурфах по химическому составу пресная, гидрокарбонатная, но с повышенным содержанием хлора в летний период во время сильных штормов (таблица).

В феврале при толщине снежного покрова 40–50 см и средней температуре воздуха –10...–20 °С промерзание затрагивало лишь верхний 10–20-сантиметровый слой грунта, где его температура понижалась до –2...–4 °С. Ниже температура грунта постепенно повышалась и на глубине 1,0 м достигала 0,1...0,3 °С.

Наблюдения показали устойчивую корреляцию колебаний уровня грунтовых вод с изменениями уровня моря во время прилива и отлива. Ам-

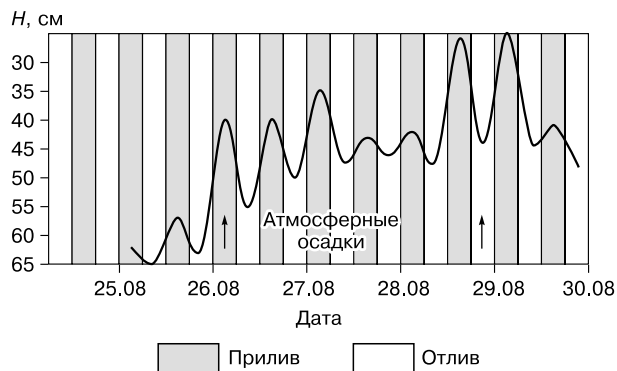


Рис. 2. Колебания уровня грунтовой воды в шурфе.

Кривая – изменения уровня грунтовых вод H (в сантиметрах от дневной поверхности) во время прилива и отлива и в зависимости от интенсивности осадков в августе 2003 г. Стрелками показан интервал времени (26.08.2003–28.08.2003) с интенсивными атмосферными осадками.

плитуда колебаний постепенно затухает по мере удаления от берега моря, причем скорость затухания возрастает при увеличении угла наклона склона. На рис. 2 показаны изменения уровня грунтовой воды в шурфе, расположенном на расстоянии 40 м от линии максимального прилива на пляже с наклоном поверхности 3°. Средний летний уровень воды в шурфе находился на глубине 60 см от поверхности. В цикле прилив–отлив уровень воды в шурфе изменялся на 8 см в сухую погоду и до 15 см в дождливый период, причем в последнем случае средний уровень воды в шурфе повышался на 10–15 см и находился на глубине 40–45 см. В зимний период при толщине морского ледяного покрова 80 см средний уровень воды в шурфе понижался относительно среднего летнего на 12–20 см, амплитуда колебаний уровня воды в шурфе уменьшалась до 3–4 см, но зависимость от приливных явлений сохранялась.

Результаты наблюдений показали тесную связь колебаний уровня грунтовых вод в прибрежной полосе с динамикой уровня моря и сильную зависимость амплитуды этих колебаний, а также среднесуточного и сезонного уровня грунтовой воды от интенсивности ее стока и от погодных условий.

Содержание (мг/л) основных анионов и катионов в грунтовой воде в шурфах на побережье Белого моря

Шурф	pH	SO ₄	CO ₃	Cl	HCO ₃	Ca	Mg	Na	K	Fe
1А	5,85	12,2	<0,5	60,0	33,6	6,3	12,1	99,0	7,40	1,30
2А	6,55	26,0	Нет	207,0	151,4	12,8	14,8	285,0	22,4	3,57
1Б	6,65	9,7	Нет	14,3	102,0	3,0	3,0	57,0	6,40	0,24
2Б	6,90	10,5	Нет	14,9	98,2	3,3	3,1	68,0	6,40	0,23
Морская вода	6,50	12500,0	Нет	6220,0	61,02	137,0	480,0	3000,0	140,0	0,44

МОДЕЛИРОВАНИЕ МЕХАНИЗМА ФОРМИРОВАНИЯ ПЛАСТОВЫХ ЛЬДОВ В ЛАБОРАТОРНЫХ УСЛОВИЯХ

Экспериментальная установка. Физическое моделирование формирования внутригрунтовых пластов льда было проведено в лаборатории моделирования криосферных процессов в 2003–2004 и 2004–2005 гг.

Установка однонаправленного промерзания грунтовой толщи представляла собой емкость цилиндрической формы диаметром 30 см и высотой 50 см, разделенную промежуточным пористым дном в соотношении 3 : 1 на основной (верхний) и вспомогательный (нижний) отсеки (рис. 3). Нижний, меньший отсек заполняли водой, уровень которой можно было контролировать при помощи мерной трубки, сообщающейся с этим отсеком. Верхний, основной отсек заполняли грунтом, искусственный разрез которого был составлен слоями породы разной дисперсности и различного минерального состава. Самый нижний 5-сантиметровый слой мелкого гравия и крупнозернистого песка $D = 2-3$ мм располагали непосредственно на промежуточном пористом дне, дисперсность двух вышерасположенных слоев песка послойно уменьшалась до $D = 0,5-1,0$ и $0,2-0,5$ мм. Над верхним слоем тонкозернистого песка в двух отсеках высотой по 10 см, разделенных вертикальной перегородкой, помещали соответственно монтмориллонитовую и каолиновую глины (см. рис. 3), насыщенную водой до предела влагоемкости.

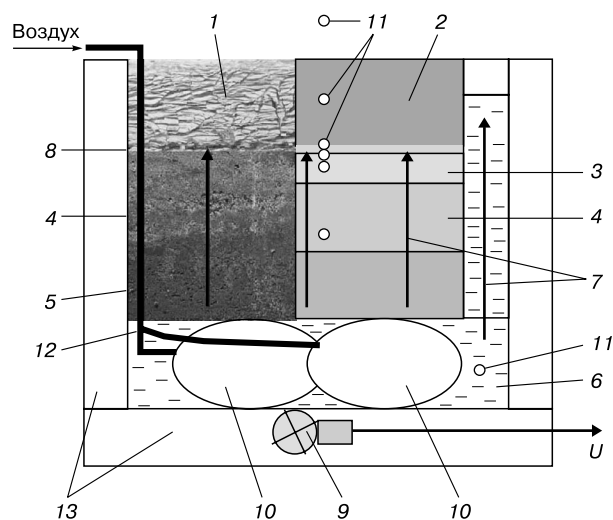


Рис. 3. Схема экспериментальной установки:

1 – каолиновая глина; 2 – монтмориллонитовая глина; 3 – мелкозернистый песок; 4 – среднезернистый песок; 5 – крупнозернистый песок и гравий в нижней части; 6 – вода; 7 – мерная трубка и направление потока воды при “приливе”; 8 – ледяной прослой; 9 – электронагревательное устройство; 10 – емкости для воздуха; 11 – терморезисторы; 12 – трубка подачи воздуха; 13 – теплоизоляция.

Слои этих глин после промерзания представляли собой естественные водоупоры над водопроницаемой толщей песка. В нижнем, занятом водой отсеке были помещены две водонепроницаемые емкости, которые через выведенные наружу силиконовые трубки можно было заполнять воздухом и тем самым вытеснять воду в верхний отсек, содержащий пористую грунтовую массу, моделируя таким образом изменения уровня грунтовой воды во время морского прилива и отлива. Поступление воды к водоупору контролировали по уровню подъема воды в мерной трубке. С учетом неравномерности подъема воды в грунте и трубке уровень воды в трубке поднимали на 2–3 см выше границы песок–глина в начале эксперимента и непосредственно до границы в конце эксперимента, чтобы обеспечить поступление воды к водоупору после формирования льда в части порового пространства песка.

Распределение температуры в грунте и температуру воды во вспомогательном отсеке контролировали терморезисторами, расположенными в грунтовой толще (пять терморезисторов) и в воде (один терморезистор). Боковые поверхности емкости тщательно теплоизолировали; открытой для охлаждения оставалась лишь внешняя поверхность глин, что обеспечивало условия однонаправленного промерзания созданной грунтовой системы. Постоянство температуры воды в нижнем отсеке поддерживали при помощи электрического нагревательного устройства с переменной мощностью, расположенного в дне теплоизолирующего короба под дном емкости. Теплый воздух нагревательного устройства циркулировал по системе вентиляционных углублений в коробе, что способствовало дополнительной теплоизоляции боковых стенок емкости от внешнего охлаждения. Температуру в холодильной камере (теплоотвод от поверхности глин) и температуру воды (“геотермический поток”) регулировали таким образом, чтобы фронт промерзания в грунте располагался немного ниже границы раздела глина–песок.

Цикл периодического изменения уровня воды, моделирующий прилив–отлив, составлял в зависимости от термического режима холодильной камеры и температуры воды от 6 до 2–3 ч. Поступающая к фронту промерзания вода обладала достаточным запасом тепла для оттаивания замерзшего во время “отлива” песка и части льда у нижней поверхности глины. При этом происходило насыщение порового пространства грунта (песка и глины) очередной порцией воды, постепенное ее охлаждение и частичное замерзание в течение “прилива”. Полное замерзание оставшейся в порах воды происходило во время последующего “отлива”. При принятом термическом режиме и длительности цикла не менее 2 ч отвод тепла от фронта промерзания через глинистую часть разреза за

время цикла превышал приток тепла от поступившей в поровое пространство воды и тепла, выделявшегося при фазовом переходе, что собственно и обеспечивало замерзание дополнительной части воды и повышение льдистости грунта. В 2003–2004 гг. методика проведения эксперимента и сама установка были практически аналогичными; отличие заключалось лишь в том, что верхний, глинистый слой имел меньшую толщину (5 см) и был представлен только монтмориллонитовой глиной, а температурный режим в грунте контролировали посредством семи терморезисторов. В 2004 г. эксперимент продолжался в течение 187 ч при средней температуре на поверхности грунта -7°C . Общая продолжительность эксперимента в 2005 г. составила 360 ч, в течение которых было проведено 80 циклов отлив–прилив с регулярной фиксацией температурного режима в толще замерзающего грунта, в воде и холодильной камере.

Обсуждение результатов моделирования.

При постановке эксперимента предполагалось, что периодический подъем (инъекция) воды выше границы фазового перехода приведет к дополнительному увлажнению мерзлого грунта, к повышению его льдистости и формированию пласта льда. На рис. 4 приведены графики изменения температуры в грунте, построенные по показаниям термодатчиков, установленных над промежуточным дном на расстоянии 5 и 10 см в слое песка, 11,5 см на границе слоев песка и глины и на 13 и 17 см в слое глины. Графики показывают температуру, зафиксированную на указанных горизонтах через 15–20 мин после очередного “отлива”, на первой стадии эксперимента во время промерзания глин (30–50 ч от начала) и на основной стадии (100, 200 и 300 ч) во время формирования высокольдистого горизонта и слоя льда вблизи границы слоев глины и песка. На начальной стадии, продолжавшейся около двух суток, происходило охлаждение

грунта и одностороннее “сверху” промерзание слоя глин и верхней части слоя песка. При каждом очередном “приливе” температура в слое песка и на границе раздела со слоем глин повышалась за счет поступления в поровое пространство грунта воды из нижнего отсека установки. К 50-му часу проведения эксперимента температура в области границы слоев глины и песка опустилась ниже 0°C и произошло замерзание, по крайней мере, части поровой влаги. О происходящем на границе раздела фазовом переходе свидетельствует появление на температурных кривых 3–5-сантиметровой зоны, в пределах которой градиент температуры резко меняется, уменьшаясь до 0 K/m , тогда как в вышерасположенной мерзлой части глин и подстилающем слое песка он примерно равен 8 K/m и остается практически постоянным в течение всего эксперимента.

Основную стадию, начиная от 50-го часа, можно охарактеризовать как режим периодического частичного оттаивания в зоне контакта слоев глины и песка во время “прилива”. При каждом подъеме воды в этой зоне температура повышалась до $0...-0,2^{\circ}\text{C}$, происходило таяние части образовавшегося ранее льда, охлаждение воды и последующее частичное замерзание ее. Полное замерзание воды, оставшейся в поровом пространстве глины и песка после “отлива”, фиксировали по показаниям термисторов, расположенных в слое песка, и по выравниванию градиента температуры во всей толще грунта. Уменьшение градиента температуры во время “прилива” в зоне контакта слоев, наблюдавшееся практически до его завершения, свидетельствовало о замерзании новых порций воды на границе слоев песка и глины и служило показателем интенсивности процесса формирования ледяного прослоя.

По завершении эксперимента весь блок мерзлого грунта был извлечен из установки и разделен

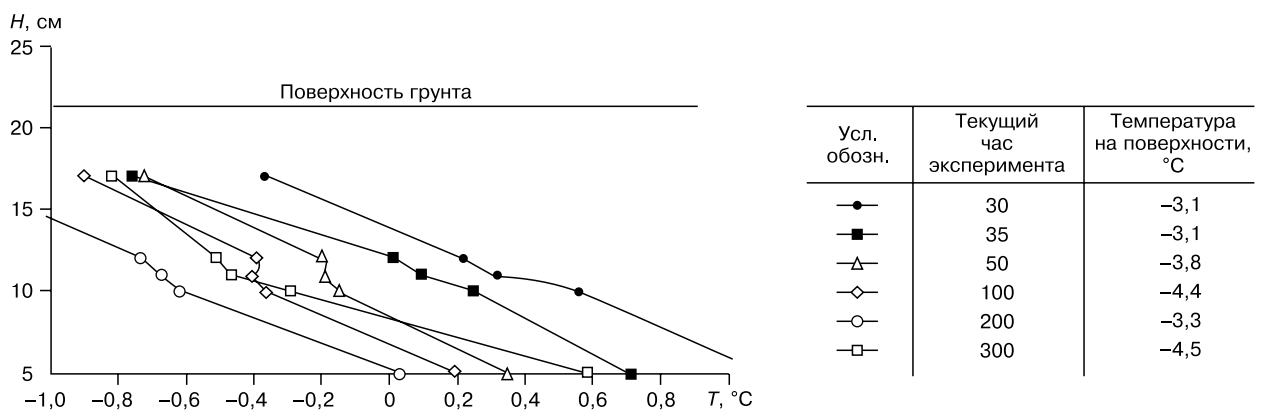


Рис. 4. Термический режим в центральной части модельного грунта в начале “отлива” по записям термисторов, установленных над промежуточным дном.

Описание см. в тексте.

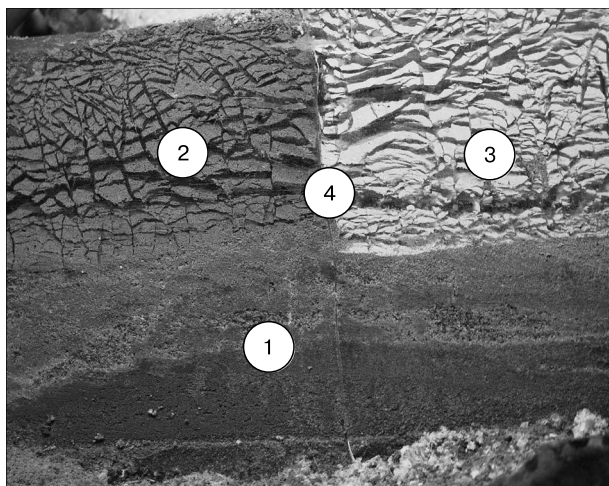


Рис. 5. Строение грунтового комплекса по завершении эксперимента:

1 – массивная текстура песка; 2, 3 – тонко- и крупношлировая текстура каолина и монтмориллонита соответственно; 4 – субгоризонтальная ледяная прослойка в глинах вблизи границы со слоем мелкозернистого песка.

по диаметру на две части так, чтобы в каждой присутствовали слои и каолиновой, и монтмориллонитовой глины (рис. 5). Одна часть была использована для послойного определения льдистости и влажности грунта и для изучения строения прослоя льда, ледяных шпиров и грунта в целом, другая законсервирована для проведения повторных исследований в случае необходимости.

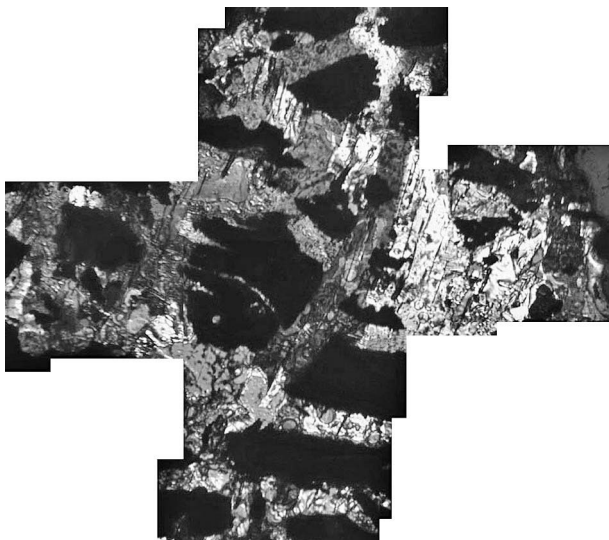


Рис. 6. Структура льда в прослойке и шпирях:

короткостолбчатые и табличчатые кристаллы льда с газовыми и минеральными включениями (здесь темные участки – грунт).

Строение мерзлого грунта. В результате одностороннего промерзания получен образец мерзлого грунта (глин и песков) с криогенной текстурой. Текстура песков массивная, глин – слоисто-сетчатая, тонкошлировая (0,5–1,0 мм) в верхней части глин и крупношлировая в нижней, где остроугольные обломки мерзлых глин (размером от нескольких миллиметров до 3–5 см) сцементированы льдом, образующим сплошную сетку шпиров толщиной до 3–10 мм (см. рис. 5). Толщина наиболее массивного ледяного прослоя в нижней части слоя глин составляла в среднем 1,5 см, а объемная льдистость в этой части разреза достигала 60 %. Прирост толщины (пучение) слоя каолиновой глины в результате формирования ледяных шпиров и ледяного прослоя оказался на 15–20 % больше прироста толщины монтмориллонитовой глины.

Микростроение льда. Прослой и шпирь льда, заполнившего разрывы в мерзлом грунте, сложены кристаллами льда столбчатой, призматической и табличчатой формы. Направление границ между кристаллами (и направление роста кристаллов) субвертикальное в горизонтальных шпирях и наклонное, почти совпадающее с падением, в крутопадающих трещинах (рис. 6). Такая ориентация кристаллов льда свидетельствует о том, что их зарождение происходит на поверхности вышерасположенных (более холодных) обломков грунта, а рост – в направлении, противоположном направлению теплового потока и совпадающем с поступлением питающей среды. Продольные размеры кристаллов варьируют от десятых долей миллиметра в тонких шпирях, имеющих примерно такую же толщину, до 2 см, когда они занимают почти весь объем шпиря. Соотношение размеров кристаллов в направлениях, перпендикулярном и продольном простиранию шпиря, изменяется в широких пределах: в крупных субгоризонтальных шпирях вертикальные размеры обычно превышают горизонтальные, тогда как в тонких шпирях субгоризонтального и субвертикального простирания соотношение поперечных и продольных размеров чаще оказывается обратным и может достигать 1 : 5. Зарождение кристаллов льда, определяемое по их относительным размерам [Голубев и др., 1981], происходило раньше и чаще на верхней, более холодной стороне грунтовых трещин. Вместе с тем какого-либо преобладающего направления их оптических осей не выявляется, что объясняется случайной ориентацией зародышей льда, возникающих в шероховатостях поверхности минеральных частиц [Голубев, 1999].

В центральной части наиболее крупных шпиров, в зоне смыкания кристаллов, формировавшихся на противоположных стенках шпиря, наблюдаются также серии кулисообразно распо-

женных микротрещин, секущих кристаллы и декорированных мелкими газовыми включениями и тонкодисперсным минеральным веществом (рис. 7). В таких крупных шлирах между слоями призматических и столбчатых кристаллов, зарождавшихся на стенках трещин, встречаются также внутренние слои изометричных кристаллов с иной ориентацией оптических осей, что свидетельствует о наличии нескольких генераций зарождения кристаллов. Зарождение изометричных кристаллов происходило на кристаллах первой генерации при очередном образовании трещин и снятии напряжений, возникавших в шлирах при замерзании воды в их центральной части. Поступление в трещины новых порций воды во время “прилива”, ее замерзание и формирование новых трещин можно рассматривать как основной механизм разрастания шлиров и формирования крупношлировой текстуры, а присутствие в крупных шлирах микротрещин, субпараллельных простиранию шлиров, линий смыкания кристаллов, зарождавшихся на противоположных сторонах трещин, и наличие в наиболее крупных шлирах нескольких генераций зарождения кристаллов рассматриваются как первичные признаки слоистости, являющейся характерным признаком строения пластовых льдов.

Газовые включения. Краевые части шлиров обычно не содержат крупных газовых включений, что указывает на первоочередную кристаллизацию льда именно в этих частях шлиров, где температура воды и минеральной составляющей может быть на доли градуса ниже, чем в центральной части. Здесь наблюдаются мелкие (менее 0,1 мм) сферические пузырьки либо цепочки таких пузырьков, характерные для начальных этапов кристаллизации воды. В центральной части шлиров газовые включения представлены преимущественно крупными субвертикальными выделениями удлиненной формы, образующимися на заключительном этапе кристаллизации при высоком пересыщении замерзающей воды газами [Голубев, 2000]. Удлиненные пузырьки обычно приурочены к границам кристаллов и повторяют их форму, а их размеры изменяются от долей миллиметра до нескольких миллиметров в длину. Пузырьки формируются как на некотором расстоянии от грунтовых стенок шлира, что указывает на зарождение льда на поверхности минеральных частиц, слагающих стенки шлира, так и непосредственно на стенках и даже внутри минеральных агрегатов, свидетельствуя тем самым об адсорбции газов на поверхности минеральных частиц [Голубев, 2000]. В крупных шлирах многослойного строения встречаются также серии тонких, иногда цепочечных, газовых включений, вытягивающихся вдоль простирания шлира. Такое сочетание внутри шлиров кулисообразных микротрещин и тонких (обычно менее

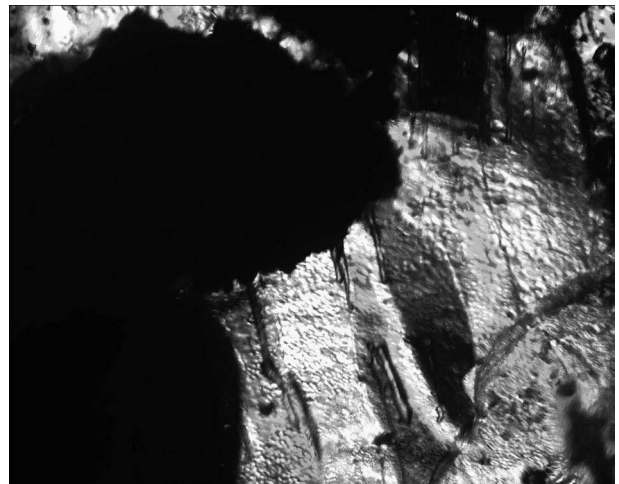


Рис. 7. Система трещин в зоне смыкания кристаллов, формировавшихся на противоположных стенках.

Ориентация оптических осей большинства кристаллов субпараллельна стенкам шлира.

0,1 мм) газовых включений аналогичного простирания свидетельствует о том, что пространство возникших на предыдущем этапе микротрещин заполнялось новыми порциями воды во время следующих “приливов”, а последующее замерзание ее приводило к очередному формированию микротрещин (рис. 8).

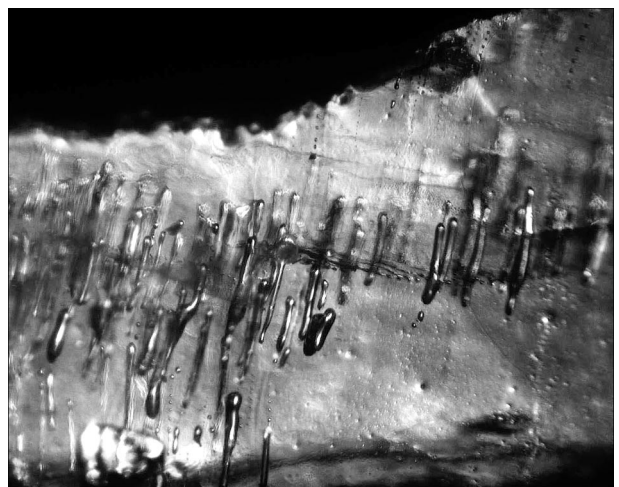


Рис. 8. Структура льда в шлире:

газовые включения удлиненной формы в ледяном шлире (удлинение включений совпадает с направлением роста кристаллов); система кулисообразных микротрещин, секущих шлир в зоне смыкания кристаллов; тонкие газовые включения в микротрещинах центральной части ледяного шлира.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выявленная при натурных исследованиях зависимость вариаций уровня грунтовых вод в прибрежной зоне от приливных явлений позволяет рассматривать прибрежные гидродинамические процессы различной продолжительности (приливные и сгонно-нагонные явления, короткопериодные флюктуационные трансгрессии–регрессии) в качестве одного из факторов, ведущих к формированию внутригрунтовых ледяных тел на побережье арктических морей в эпохи отступления моря и похолодания климата. Колебания уровня морской воды ведут к соответствующим изменениям уровня грунтовых вод в прибрежной зоне. При этом грунтовые воды могут периодически подниматься через толщу пористого водопроницаемого мерзлого грунта к подошве мерзлого водоупора, что ведет к дополнительному увлажнению этой зоны и к формированию высокольдистых горизонтов и залежей массивного льда.

Физическое моделирование однонаправленного промерзания грунтовой толщи с периодическим подъемом воды в водопроницаемом (водоносном) горизонте к границе с перекрывающим его мерзлым тонкодисперсным грунтом (водоупором) привело к повышению льдистости грунтов в этой зоне и формированию ледяного горизонта. Форма и пространственная ориентация кристаллов льда и газовых включений в появившихся шпихрах и ледяном горизонте соответствуют структуре льда, образующегося при периодическом поступлении к фронту промерзания небольших объемов воды, что можно рассматривать как вариант инъекционного механизма формирования внутригрунтовых ледяных тел.

За 80 циклов поступления грунтовой воды во время “прилива” к подошве водоупора (при 360-часовой продолжительности всего эксперимента) сформировался 1,5-сантиметровый слой льда вблизи границы водоупора, сложенного слоями мерзлой каолиновой и монтмориллонитовой глины с водопроницаемым (водоносным) горизонтом, представленным песком разной дисперсности. Средняя скорость прироста ледяного слоя составила $4 \cdot 10^{-2}$ см/сут. Градиент температуры в мерзлой части образца составил около 6 К/м, что можно охарактеризовать как суровые климатические условия. Теоретические и экспериментальные оценки скорости роста льда в объемной воде при градиенте 6 К/м [Голубев, 2000] дают значение на порядок больше, т. е. $4 \cdot 10^{-1}$ см/сут. Однако при учете частичного таяния льда во время “прилива” и реального времени, когда возможно намерзание льда (менее 20 % общего времени), расчетная скорость прироста становится не менее $8 \cdot 10^{-2}$ см/сут. Это соответствует 4–6 м за столетие и по порядку величины согласуется со скоростью изменения уровня

моря, происходившего во время крупных регрессий, таких как сарганская [Данилов, 1998]. При соответствующих гидрогеологических условиях такое согласование предполагает возможность формирования в грунтах освобождающейся от моря территории протяженных ледяных тел и горизонтов льдистых грунтов.

Автор рассматривает предложенный механизм формирования в мерзлых грунтах высокольдистых горизонтов и залежей массивного пластового льда как один из вероятных, не полагая его основным и тем более единственным. Вместе с тем осуществление изложенного выше механизма формирования пластовых льдов в периоды постепенного отступления моря и похолодания климата представляется вполне возможным и, как показывают предварительные расчеты, может найти свое подтверждение при численной реализации модели описанного процесса.

Считаю приятной обязанностью выразить благодарность П.Б. Гребенникову и Е.А. Глушаевой за активное участие в полевых работах, Г.А. Ржаницыну, С.А. Сократову, Д.М. Фролову и А.В. Шишкову за содействие в проведении экспериментальных исследований и особую признательность С.М. Фотиеву за внимательное прочтение рукописи и полезные замечания при обсуждении работы.

Работа проведена при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант № 05-05-65115).

Литература

- Бадю Ю.Б., Трофимов В.Т., Васильчук Ю.К.** Основные закономерности распространения и типы пластовых залежей подземного льда в северной части Западно-Сибирской плиты // Пластовые льды криолитозоны. Якутск, Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1982, с. 13–24.
- Васильчук Ю.К.** Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций). М., 1992, т. 1, 420 с.
- Гасанов Ш.Ш.** К проблеме происхождения пластовых залежей подземного льда // Пластовые льды криолитозоны. Якутск, Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1982, с. 3–13.
- Гатауллин В.Н.** Пластовые льды Западного побережья полуострова Ямал: строение, состав и происхождение // Материалы гляциол. исслед., 1992, вып. 75, с. 50–56.
- Голубев В.Н.** Структурное ледоведение. Теоретические основы конжеляционного льдообразования. М., Изд-во МГУ, 1999, 104 с.
- Голубев В.Н.** Структурное ледоведение. Строение конжеляционных льдов. М., Изд-во МГУ, 2000, 88 с.
- Голубев В.Н., Корейша М.М., Соломатин В.И.** Задачи структурного анализа при изучении наледного льда // Материалы гляциол. исслед., 1981, вып. 40, с. 194–197.
- Гречищев С.Е., Шешин Ю.Б., Гречищева О.В.** Моделирование сегрегационного формирования подземных пластовых льдов в различных геологических условиях // Криосфера Земли, 2000, т. IV, № 4, с. 57–66.

- Давыдов Л.К., Дмитриева А.А., Конкина Н.Г.** Общая гидрология. Л., Гидрометеоздат, 1973, 462 с.
- Данилов И.Д.** Динамика уровня Арктических морей азиатского сектора в последние 50 тыс. лет // Динамика Арктических побережий России. М., Изд-во МГУ, 1998, с. 115–129.
- Дубиков Г.И.** Парагенез пластовых льдов и мерзлых пород Западной Сибири // Пластовые льды криолитозоны. Якутск, Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1982, с. 24–42.
- Иванов А.В., Гольдфарб Ю.И., Ежова А.Б.** Структурные особенности и химический состав пластовых льдов урочища Шпиндлер на Югорском полуострове // Материалы гляциол. исслед., 1992, вып. 75, с. 86–89.
- Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д.** Реликтовые глетчерные льды на севере Западной Сибири и их роль в строении районов плейстоценового оледенения криолитозоны // Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 5, с. 1185–1187.
- Корейша М.М., Хименков А.Н., Брыксина Г.С.** О происхождении пластовых залежей подземного льда на севере Западной Сибири // Материалы гляциол. исслед., 1981, вып. 41, с. 61–66.
- Крицук Л.Н.** Генезис пластовых залежей подземных льдов Западной Сибири в связи с вопросами их картографирования // Материалы гляциол. исслед., 1985, вып. 54, с. 188–192.
- Крицук Л.Н., Дубиков Г.И., Поляков В.А.** Использование стабильных изотопов при изучении подземных льдов // Материалы гляциол. исслед., 1986, вып. 55, с. 92–97.
- Неизвестнов Я.В.** Этапы формирования гидрологических условий шельфа // Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики. Л., ГИМИЗ, 1983, с. 179–182.
- Попов А.И.** О субмаринном типе криодиагенеза // Инж. геология, 1991, № 6, с. 49–55.
- Свиточ А.А.** Морской плейстоцен Арктических побережий России // Вестн. МГУ. Сер. 5. География, 2003, № 6, с. 26–37.
- Соломатин В.И.** Ископаемые реликты ледникового льда на севере Западной Сибири // Материалы гляциол. исслед., 1977, вып. 29, с. 233–240.
- Соломатин В.И.** Петрогенез подземных льдов. Новосибирск, Наука, 1986, 214 с.
- Стрелецкая И.Д., Каневский М.З., Васильев А.А., Сурков А.В.** Особенности состава пластовых льдов и вмещающих их четвертичных отложений в районе Марре-Сале, Западный Ямал // Материалы Третьей конф. геокриологов России. Т. 3. М., Изд-во МГУ, 2005, с. 251–259.
- Фотиев С.М.** Закономерности формирования ионно-солевого состава природных вод Ямала // Криосфера Земли, 1999, т. III, № 2, с. 40–65.
- Фотиев С.М.** Генезис пластов льда в морских отложениях Ямала // Криосфера Земли, 2003, т. VII, № 1, с. 63–75.
- Хименков А.Н., Шешин Ю.Б.** Пластовые льды в морских отложениях Арктики // Материалы гляциол. исслед., 2000, вып. 89, с. 18–22.
- Шполянская Н.А.** Субмаринный криолитогенез в Арктике // Материалы гляциол. исслед., 1991, вып. 71, с. 65–70.
- Шумский П.А.** Основы структурного ледоведения. М., Изд-во АН СССР, 1955, 492 с.

*Поступила в редакцию
11 мая 2006 г.*