

ТЕМПЕРАТУРНОЕ ПОЛЕ МЕЛКОВОДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ В ПОЛОСЕ СМЕРЗАНИЯ ПРИПАЙНЫХ ЛЬДОВ С ДОННЫМИ ГРУНТАМИ

С. Н. Булдович, И. Д. Данилов

Московский государственный университет, Геологический факультет, 119899, г. Москва, Воробьевы Горы, Россия

Одной из особенностей арктических морей является широкое развитие прибрежных мелководий, где припайные льды смерзаются с донными грунтами (глубины до 2—3 м). Установлено, что годовая сумма зимних отрицательных температур на морском дне до этих глубин больше суммы летних положительных, поэтому здесь формируются многолетнемерзлые породы. При этом их температура достигает значений минус 8—10 °С. В интервале глубин моря от 2—3 до 6—8 м годовая сумма положительных температур больше суммы отрицательных, и здесь распространены талые или сезонно-криогенные грунты.

Для количественной оценки температуры прибрежной субаквальной криолитосферы разработана расчетная схема, позволяющая оценить положение границы мерзлых и талых донных грунтов, а также положение изотерм среднегодовой температуры мерзлых донных отложений в зависимости от климатических условий, особенностей снегонакопления на поверхности льда, солёности морской воды и поровых вод донных грунтов, рельефа дна, теплофизических свойств пород. Схема применима для морских мелководий различного типа: песчано-баровых, ваттowo-лайдовых и др.; она может быть использована в практических целях при строительстве береговых сооружений.

Арктические моря, мелководья, припайные льды, многолетнемерзлые донные грунты

TEMPERATURE FIELD OF THE SHALLOW MARINE DEPOSITS OF THE ARCTIC SEAS IN THE AREA OF FAST ICE ADFREEZING TO BOTTOM SEDIMENTS

S. N. Buldovich, I. D. Danilov

Moscow State University, Department of Geology, 119899, Moscow, Vorobijovy Gory, Russia

Vast coastal shallow areas with fast ice adfreezing to bottom sediments (depths down to 2—3 m) are typical of the Arctic Seas. It is stated that at these depths the annual sum of negative winter temperatures at sea bottom exceeds the sum of positive summer temperatures, thus causing formation of permafrost grounds. Their temperatures reach minus 8—10 degrees. Within the sea depths, ranging from 2—3 m to 6—8 m, the annual sum of positive temperatures is higher than that of negative winter ones, thus resulting in the existence of thawed or seasonally frozen bottom grounds.

We have worked out a scheme for quantitative evaluations in the coastal subarctic cryolithosphere. The scheme allows estimating the position of the boundary between the thawed and frozen layers of bottom sediments. It also makes possible to reconstruct the position of the mean annual isotherm of frozen bottom grounds, depending upon climatic conditions, accumulation snow of over ice surface, salinity of sea water and porous waters, sea floor relief, and thermophysical properties of rocks. The scheme may be applied for various kinds of coastal shallow areas: sandy bars, tidal marshes and laidas, etc. It may be used for practical purposes during construction in coastal areas.

Arctic Seas, shallow areas, fast ice, permafrost bottom grounds

В прибрежной мелководной зоне арктических морей, где на обширных площадях происходит смерзание поверхностных льдов и донных грунтов, последние в зимнее время интенсивно выхолаживаются. Годовая сумма отрицательных температур на поверхности дна здесь больше суммы положительных, что обусловило формирование новообразованных многолетнемерзлых пород [Данилов, Жигарев, 1983], температура которых может достигать весьма низких значений — до $-8 \div -10$ °С и ниже.

На глубинах, превышающих толщину морского льда в полосе относительно хорошо прогре-

ваемых мелководий (толщина слоя морской воды подо льдом до 5—6 м), годовая сумма положительных температур больше суммы отрицательных и здесь распространены в основном талые донные грунты [Жигарев, 1981].

Предметом проведенного исследования являлась количественная оценка температуры донных отложений в мелководной прибрежной зоне, ширина которой и другие характеристики меняются в зависимости от типа берегов.

Морские берега, где осуществляются процессы смерзания припая и донных грунтов, под-

разделяются, как и прочие берега, на аккумулятивные и абразионные, включая термоабразионные. Аккумулятивные берега, в свою очередь, можно подразделить на образованные под воздействием поперечного и продольного перемещения береговых наносов (барово-лагунные и берега с косами, пересыпями, формами заполнения), а также отмельные ваттово-лайдовые и дельтовые берега, подверженные воздействию колебаний уровня моря (в условиях арктических морей — главным образом ветровых сгонно-нагонных явлений).

Аккумулятивные берега лагунно-барового типа наиболее характерны для побережья Чукотского моря — это его отличительная черта, но также распространены и в других арктических морях. В надводной части таких берегов расположены бары, косы и пересыпи, сложенные песками и галечниками. Они отчленяют от моря лагуны и эстуарии в устье рек. В субаквальной части таких берегов наблюдаются серии подводных береговых валов, высота которых уменьшается в сторону моря. Берега данного типа являются достаточно приглубыми и полоса смерзания припайного льда с дном обычно сравнительно невелика — до нескольких десятков или сотен метров. Вместе с тем в отчлененных от моря мелководных лагунах при резком зимнем спаде речного стока происходит смерзание поверхностного ледового покрова с донными грунтами, в особенности этот процесс характерен для наиболее мелких кутовых частей лагун.

Так, в одной из лагун северного побережья Чукотки (лагуна Рыпилькин в устье р. Рывеем) температура донных осадков в их приповерхностной части достигала в конце зимнего периода значений -10 — -12 °С, а на подошве слоя годовых температурных колебаний (глубина 9 м от поверхности дна) равнялась $-7,2$ — $-7,3$ °С. Глубина лагуны не превышает 1,8 м, т. е. зимой она практически повсеместно промерзает до дна, а высота снежного покрова на поверхности льда невелика — 0,2—0,3 м.

В особых условиях и в более глубоких частях лагун осуществляется процесс интенсивного зимнего выхолаживания донных отложений. Это происходит в том случае, когда минерализация подледных вод в зимний период резко возрастает (до 100—150 г/л) и они имеют отрицательные температуры, достигающие значений -6 ÷ -8 °С и ниже.

Отмельные ваттово-лайдовые и дельтовые берега, подверженные воздействию ветровых сгонов и нагонов, самые распространенные типы берегов в мелководных и бесприливных морях — Лаптевых и Восточно-Сибирском. Уклоны подводного берегового склона здесь очень малы и в большинстве случаев составляют всего 0,0002—0,001. Берега данного типа подразделяются на

регулярные осушки, формируемые в интервале колебаний уровня в пределах $\pm 0,5$ —0,6 м; нагонные, достигающие высоты 3—5 м над средним уровнем моря, и сгонные, расположенные ниже регулярных до изобат 1,7—2,0 м [Попов, Совершаев, 1979]. Полоса регулярных осушек достигает ширины нескольких километров, она лишена растительности и является аналогом ваттов приливных морей. Полоса нагонных осушек покрыта тундровой растительностью, а сгонные осушки большую часть времени находятся под водой.

О масштабах рассматриваемого явления свидетельствуют следующие наблюдения. В Янском заливе моря Лаптевых, например, между устьем р. Яна и Селяхской губой аккумулятивная осушка вдается в море на 40 км и прослеживается вдоль берега на расстоянии 25 км. В Эбелляхской губе (самая восточная часть побережья моря Лаптевых) аккумулятивная осушка внедряется в море на 12—15 км. В среднем же ширина аккумулятивных осушек на побережье моря Лаптевых колеблется от 1—2 до 4—6 км. Во время нагонных явлений море внедряется в пределы суши максимально главным образом в кутовых частях заливов на расстоянии 15—20 км и более. Максимально глубоко вдается в сушу Хромская губа Восточно-Сибирского моря: во время нагонов это расстояние составляет 100 км. При сгонных явлениях практически все мелководные заливы и губы побережья осушаются, по их дну протекают лишь небольшие ручейки.

Сгонно-нагонные явления связаны с сильными и устойчивыми ветрами северных и южных румбов, которые характерны в основном для осеннего периода. Во время нагонов штормовые волны строят крупные аккумулятивные береговые формы рельефа высотой до нескольких метров. В мелководных заливах глубиной 3—5 м эти формы наблюдаются на расстоянии до 20 км от береговой линии. Особенно важны в плане рассматриваемой проблемы сгонные явления, проявляющиеся в конце осени перед становлением ледового покрова. В морях Лаптевых и Восточно-Сибирском формируется самый мощный и долговременный припай, ширина которого в районе Новосибирских о-вов достигает максимальных значений 500—600 км. Припайный лед смерзается с морским дном на огромных площадях. Причем не только в прибрежной полосе, но и в открытом море на мелководных песчаных отмелях, подводных барах, проливах между островами.

Наиболее холодноводным и мелководным среди арктических морей Евразии является Восточно-Сибирское море. Преобладающие глубины — 20—25 м. Толщина припайного льда к концу зимы достигает 2,0 м. В то же время, в этом море ярко выражены сгонно-нагонные колебания уровня, которые в среднем составляют

60—70 см, а в заливах (например в устье Колымы) превышают 2,5 м [Добровольский, Залогин, 1982]. Следовательно, если ледостав осуществляется при сгонных явлениях, глубины смерзания поверхностных льдов с дном могут достигать изобат 4,0—4,5 м, что существенно увеличивает ширину полосы смерзания — до первых, а иногда и десятков километров.

В море Лаптевых толщина припайного льда, который покрывает зимой 30 % его акватории, также к концу зимнего периода достигает 2,0 м, а размах сгонно-нагонных колебаний уровня составляет 1—2 м, превышая в заливах 2,5 м. Таким образом, и в пределах этого мелководного моря полоса смерзания поверхностного льда и дна весьма обширна.

Берега лайдово-ваттового типа развиты и на низменном западносибирском побережье Карского моря в основном в пределах глубоко вдающихся в сушу губ и заливов. Характерны они для Ямала, Гыдана, Тазовского п-ова, устьевых частей впадающих в губы и заливы рек. И в них же отмечается максимальный размах сгонно-нагонных явлений: во внешней части около 1 м, а в глубине заливов и губ 2 м и более.

Широкое развитие на побережьях арктических морей имеют термоабразионные берега, сложенные рыхлыми мерзлыми отложениями [Арз, 1980; Каплин и др., 1991 и др.]. При их формировании ниже берегового уступа возникает выровненная подводная ступень, ширина которой нередко равна сотням метров (500—600 м), а глубина несколькими метрам. Во многих пунктах в пределах этой ступени, начиная почти от ее поверхности, установлены многолетнемерзлые породы [Григорьев, 1987; Мельников, Спесивцев, 1995]. Эти породы являются в основном реликтовыми, температура их достигает весьма низких значений — $-8 \div -10$ °С, в то время как температура придонной воды не ниже $-1,5 \div -1,7$ °С. Так, например, в районе мыса Бурунного (Байдарацкая губа Карского моря) на подводной косе (отмели) при глубине моря 2—3 м обнаружены мерзлые породы, имеющие температуру $-9,9$ °С, которые выклиниваются на расстоянии 2,3 км от берега.

Данную температурную ситуацию принято рассматривать как свидетельство нестационарного термического режима пород, попавших из субаэральной в субаквальную среду. Однако на значительной прибрежной наиболее мелководной части ступени в зимнее время происходит смерзание припайного льда с дном, что предопределяет возможность дополнительного выхолаживания донных пород и поддержания их устойчивого низкотемпературного состояния.

Таким образом, полоса смерзания припайных льдов с донными отложениями на прибрежных мелководьях северных морей в ге-

окиологическом плане является переходной зоной от континентальных условий к субаквальным условиям мелководных шельфов. Среднегодовые температуры донных отложений в пределах этой полосы меняются от значений, характеризующих береговые многолетнемерзлые толщи, до положительных. Многолетнемерзлые породы побережья выклиниваются внутри полосы смерзания льда с грунтом на некотором расстоянии от береговой линии, причем, в зависимости от морфологии дна и конкретных природных условий, это расстояние может достигать многих сотен и даже тысяч метров.

Для целей проектирования строительства береговых сооружений, проходки горных выработок на прибрежной акватории и т. д. предлагается методика определения состояния донных грунтов (талое—мерзлое) и расчета температурного поля субаквальной толщи многолетнемерзлых пород в полосе смерзания припайных льдов с донными отложениями. Метод применим для условий периодически установившегося режима теплообмена в донных породах, при этом используются среднееголетние значения климатических и других характеристик, входящих в расчетные зависимости.

Рассматривается произвольная точка акватории между береговой линией и субаквальной границей талых и многолетнемерзлых пород, где развит слой сезонного оттаивания донных отложений с некоторой отрицательной среднегодовой температурой пород на его подошве t_{ξ} , меньшей, чем температура замерзания донного грунта $t_{зг}$. Глубина сезонного оттаивания донных отложений ξ может быть определена, например, по формуле, предложенной В. П. Чернядьевым [Чернядьев, 1980]. С учетом начальной температуры замерзания пород имеем:

$$\xi = \sqrt{2\lambda_{т}(\Omega_{л}^a - t_{зг} \tau_{л})/Q_{\phi}} + (T - t_{зг}) \lambda_{м} \sqrt{\tau_{л}/\pi a_{м}} / Q_{\phi}, \quad (1)$$

где $\lambda_{т}$, $\lambda_{м}$ — теплопроводность талого и мерзлого донного грунта; $a_{м}$ — температуропроводность мерзлых пород; Q_{ϕ} — теплота фазовых переходов грунта; $\tau_{л}$ — длительность летнего периода (с положительными температурами воздуха); $\Omega_{л}^a$ — летняя положительная сумма градусочасов морской воды на мелководье; $t_{зг}$ — температура замерзания донных отложений; T — среднеинтегральная температура подстилающих мерзлых пород за период оттаивания, приближенно определяемая из соотношения: $T - t_{зг} \cong 2(t_{\xi} - t_{зг})$. Величины температур и сумм градусочасов здесь и далее берутся с реальным знаком.

Для дальнейшего расчета необходимо найти количество тепла, проходящее через поверхность дна в породы за летний период или летний

теплооборот в донных отложениях. Величина теплооборота B складывается из тепла фазовых переходов во всем слое сезонного оттаивания ξ и тепла, поступившего за летний период в подстилающую мерзлую толщу:

$$B = \xi Q_{\phi} - 2(T - t_{зг}) \lambda_M \sqrt{\tau_{л}} / \pi a_M,$$

и, с учетом (1), окончательно:

$$B = \sqrt{2\lambda_{\tau}} (\Omega_{л}^a - t_{зг} \tau_{л}) Q_{\phi} - \varphi(t_{\xi} - t_{зг}), \quad (2)$$

$$\varphi = 2\lambda_M \sqrt{\tau_{л}} / \pi a_M.$$

Основой предлагаемого метода определения среднегодовой температуры t_{ξ} субаквальных мерзлых пород является тот факт, что в условиях периодически установившегося режима теплообмена летние теплообороты в породах равны зимним.

В зимний период в рассматриваемой точке акватории с глубиной воды d происходит образование ледяного покрова и в некоторый момент времени от начала холодного периода $\tau_{см}$ происходит смыкание ледяного покрова мощностью $m_{см}$ с поверхностью дна. Поскольку льдообразование происходит в условиях накопления слоя снега на поверхности ледяного покрова, то плавучесть последнего (выступление над водой) невелика и можно считать $m_{см} \cong d$. Для упрощения расчетных зависимостей считается также, что нарастание снежного покрова на поверхности льда в течение зимнего периода примерно пропорционально увеличению мощности льда. Тогда легко получить решение, описывающее динамику льдообразования в виде [Булдович, 1996]:

$$m(\tau) = M \sqrt{(t_{зв} \tau - \Omega^B(\tau)) / (t_{зв} \tau_3 - \Omega_3^B)}, \quad (3)$$

$$M = 0,5(\sqrt{p^2 + 4q} - p); \quad p = H \frac{\lambda_{л}}{\lambda_c};$$

$$q = \frac{2\lambda_{л}(t_{зв} \tau_3 - \Omega_3^B)}{L\rho_{л}}, \quad (3a)$$

где $m(\tau)$, M — текущая и максимальная мощности льда; H — максимальная мощность снега на льду; $\lambda_{л}$, λ_c — теплопроводности льда и снега; $\rho_{л}$ — плотность льда; L — удельная теплота кристаллизации воды; τ_3 — длительность периода льдообразования; $t_{зв}$ — температура замерзания морской воды; Ω_3^B — сумма градусочасов воздуха за весь зимний период; τ , $\Omega^B(\tau)$ — время и текущая сумма зимних градусочасов воздуха от начала льдообразования.

После смыкания ледяного покрова с дном начинается промерзание субаквального деятельного слоя, а затем — охлаждение подстилающих мерзлых пород. Промерзающие донные отложения отделены от атмосферы слоем льда мощностью $m_{см} = d$, и слоем снега с мощностью, меня-

ющейся от высоты снега на момент смыкания $h_{см}$ до максимальной H . Поскольку здесь принято, что мощность снега на льду и мощность льда возрастают в зимний период примерно по одному закону, то среднее термическое сопротивление зимнему оттоку тепла из донных отложений в атмосферу составит:

$$R_{cp} = \frac{H}{2\lambda_c} \left(\frac{d}{M} + 1 \right) + \frac{d}{\lambda_{л}}. \quad (4)$$

Средний за период промерзания поток тепла из донного грунта через слой льда и снега будет:

$$\bar{q}_3 = \frac{\bar{\Delta}t}{R_{cp}}, \quad (5)$$

где $\bar{\Delta}t$ — средняя за период промерзания грунта разница температур на поверхности снега (воздух) и дна. Домножив обе части (5) на длительность периода промерзания донных пород $\tau_3 - \tau_{см}$, получим зависимость:

$$B = \frac{\bar{\Delta}t}{R_{cp}} (\tau_3 - \tau_{см}) = \frac{\Omega_3^B - (\Omega_3^B - \Omega_{см}^B)}{R_{cp}}, \quad (5a)$$

где B — зимний теплооборот в донных породах, равный летнему и определяемый из (2); Ω_3^B — зимняя сумма отрицательных градусочасов на поверхности дна за период промерзания — охлаждения донных отложений; $\Omega_{см}^B$ — сумма зимних градусочасов воздуха к моменту смыкания льда со дном. Среднегодовая температура пород на подошве субаквального слоя сезонного оттаивания t_{ξ} в зависимости от хода температуры на поверхности пород и с учетом разницы теплопроводности пород в талом и мерзлом состоянии определяется по методике, предложенной в работе [Ильясов, Меламед, 1980]. В случае ненулевой температуры замерзания грунта выражение для среднегодовой температуры многолетнемерзлых донных отложений будет:

$$t_{\xi} = \frac{[\Omega_3^B - t_{зг}(\tau_3 - \tau_{см})] \lambda_M + (\Omega_{л}^B - t_{зг} \tau_{л}) \lambda_{\tau}}{Y \lambda_M} + t_{зг}, \quad (6)$$

где Y — длительность года. Тогда, учитывая (2) и (5a), из (6) получим окончательное выражение:

$$t_{\xi} = \left[R_{cp} \sqrt{2\lambda_{\tau}} (\Omega_{л}^a - t_{зг} \tau_{л}) Q_{\phi} + \Omega_3^B - \Omega_{см}^B + \right. \\ \left. + (\Omega_{л}^a - t_{зг} \tau_{л}) \frac{\lambda_{\tau}}{\lambda_M} - (\tau_3 - \tau_{см}) t_{зг} \right] / (Y + \varphi R_{cp}) + t_{зг}, \quad (7)$$

где φ находится из (2). Величина R_{cp} в зависимости от глубины воды d в рассматриваемой точке определяется согласно (4). Время от начала зимнего периода (начала льдообразования) до момента смыкания ледяного покрова с дном ($\tau_{см}$) и величины суммы отрицательных градусочасов

воздуха к этому моменту ($\Omega_{\text{см}}^{\text{в}}$) в соответствии с (3) связаны с глубиной моря d следующим образом:

$$t_{\text{зв}} \tau_{\text{см}} - \Omega_{\text{см}}^{\text{в}} = (t_{\text{зв}} \tau_3 - \Omega_3^{\text{в}}) \left(\frac{d}{M} \right)^2. \quad (8)$$

Связь между величинами $\tau_{\text{см}}$ и $\Omega_{\text{см}}^{\text{в}}$ в общем случае находится по фактической кривой среднегогодового хода температур воздуха в зимнее время, однако с определенным приближением она может быть выражена и аналитически. Ход температур воздуха в зимнее время обычно хорошо аппроксимируется гармонической функцией вида:

$$t(\tau) = \frac{\Omega_3^{\text{в}} \pi}{2\tau_3} \sin\left(\pi \frac{\tau}{\tau_3}\right),$$

тогда время смыкания $\tau_{\text{см}}$ ледяного покрова с дном связано с суммой градусочасов воздуха на этот момент $\Omega_{\text{см}}^{\text{в}}$ зависимостью:

$$\Omega_{\text{см}}^{\text{в}} = 0,5\Omega_3^{\text{в}} \left[1 - \cos\left(\pi \frac{\tau_{\text{см}}}{\tau_3}\right) \right]. \quad (9)$$

Таким образом, получена замкнутая система уравнений (2), (3а), (4), (5), (7), (9), позволяющая при известных климатических и теплофизических характеристиках определить среднегодовую температуру многолетнемерзлых пород в полосе смерзания припайных льдов с дном в зависимости от глубины моря в конкретной точке. Используя батиметрические данные, а также учитывая распределение состава и свойств (в т. ч. и засоленности) донных отложений по площади, легко построить изолинии среднегодовых температур мерзлых донных пород в плане. С помощью зависимости (1) можно найти глубины субаквального сезонного оттаивания отложений. При расчетной величине $t_{\xi} = t_{\text{зг}}$ получаем глубину d расположения границы талых и многолетнемерзлых донных отложений.

Рассмотренная методика может использоваться только при относительно небольших приливно-отливных колебаниях уровня (до 0,5 м), при этом глубина должна отсчитываться от максимального (приливного) уровня моря. Большинство используемых в расчете параметров могут быть определены по данным метеостанций, по табличным данным или рассчитаны. Важная величина суммы летних градусочасов воды $\Omega_{\text{л}}^{\text{в}}$ в общем случае должна определяться путем натуральных режимных наблюдений за температурой воды на мелководьях, поскольку она зависит от динамики разрушения припайных льдов. В первом приближении эта величина может быть принята равной летней сумме градусочасов воздуха после стаивания припайных льдов.

Чтобы избежать подбора при использовании расчетных зависимостей, удобнее задавать сна-

чала величину $\tau_{\text{см}}$. Затем, последовательно вычислив значения параметров φ , M , $\Omega_{\text{см}}^{\text{в}}$, $d = m(\tau_{\text{см}})$, $R_{\text{ср}}$ соответственно по уравнениям (2), (3а), (9), (3), (4) и подставив их в (7), находится искомая величина среднегодовой температуры многолетнемерзлых донных отложений t_{ξ} на глубине d . Далее из (1) может быть найдена глубина сезонного оттаивания донных осадков ξ . Если в результате расчета получено значение $t_{\xi} \geq t_{\text{зг}}$, то на этом участке дна с глубиной воды d развиты талые грунты.

Если из фактических данных известна величина максимальной мощности льда на внешней границе смерзания льда с дном $M_{\text{ф}}$, то характеристика снегового покрова на льду оказывается ненужной — величина $H/\lambda_{\text{с}}$, входящая в (4), рассчитывается из (3а):

$$\frac{H}{\lambda_{\text{с}}} = \frac{2(t_{\text{зв}} \tau_3 - \Omega_3^{\text{в}})}{L \rho_{\text{л}} M_{\text{ф}}} - \frac{M_{\text{ф}}}{\lambda_{\text{л}}}. \quad (10)$$

В этом случае достоверность расчета повышается, поскольку не используются трудноопределимые величины теплофизических свойств и мощности снежного покрова на льду.

В качестве примера ниже приводится оценка геокриологических условий на мелководьях в природных условиях, типичных для побережья моря Лаптевых. Сумма зимних градусочасов воздуха составляет $\Omega_3^{\text{в}} = -140\,000$ град·час, а летняя сумма градусочасов морской воды принимается $\Omega_{\text{л}}^{\text{в}} = 8\,000$ град·час. На поверхности льда в результате метелевого переноса формируется относительно маломощный плотный снежный покров с максимальной мощностью $H = 0,25$ м и плотностью 290 кг/м³, что соответствует значению теплопроводности снега $\lambda_{\text{с}} = 0,27$ ккал/мград·час. Донные отложения представлены разнозернистыми песками с объемом весом скелета 1800 кг/м³. Для таких водонасыщенных песков согласно табличным и расчетным данным характерны следующие теплофизические параметры: $\lambda_{\text{л}} = 1,8$, $\lambda_{\text{м}} = 2,3$ ккал/мград·час; $a_{\text{м}} = 0,0058$ м²/час; $Q_{\text{ф}} = 21600$ ккал/м³. Температуры замерзания воды $t_{\text{зв}}$ и донного грунта $t_{\text{зг}}$ близки между собой и составляют около -1 °С. Длительности летнего и зимнего периодов составляют соответственно $\tau_{\text{л}} = 2920$ и $\tau_3 = 5840$ час. В результате вычислений по приведенным зависимостям найдено, что граница талых и многолетнемерзлых пород ($t_{\xi} = -1$ °С) проходит по изобате $d = 1,52$ м. Смыкание ледяного покрова с дном на этой глубине происходит только через $\tau_{\text{см}} = 3340$ час (4,5 мес.) от начала холодного периода (образования поверхностного льда), а максимальная расчетная мощность плавучего поверхностного льда составила $M = 1,94$ м.

Мощность слоя сезонного промерзания—оттаивания донных отложений на этой границе талых и мерзлых пород равна $\xi = 1,35$ м. Непосредственно на береговой линии (на урезе воды) среднегодовая температура донных отложений составляет $t_{\xi} = -12,75$ °С, а глубина оттаивания донных грунтов равна всего $\xi = 0,35$ м. Изолинии среднегодовых температур донных грунтов со значениями -11 ; -9 ; -7 ; -5 и -3 °С проходят, соответственно, на глубинах моря $0,36$; $0,66$; $0,91$; $1,13$ и $1,33$ м.

Таким образом, аналитическая оценка условий теплообмена в полосе смерзания припайных льдов с дном полностью подтверждает возможность существования современных устойчивых низкотемпературных многолетнемерзлых донных пород на обширных площадях прибрежных мелководий северных морей.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 96-05-65854.

Литература

Арэ Ф. Э. Термоабразия морских берегов. М., Наука, 1980, 158 с.
Булдович С. Н. Особенности геокриологических условий на мелководных участках акваторий криолитозоны // Мат-лы

Первой конференции геокриологов России. М., Изд-во МГУ, 1996, кн. 1, с. 321—330.

Григорьев Н. Ф. Криолитозона прибрежной части Западного Ямала. Якутск, 1987, 110 с.

Данилов И. Д., Жигарев Л. А. Криогенные породы арктического шельфа // Мерзлые породы и снежный покров. М., Наука, 1983, с. 17—26.

Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР. Изд-во МГУ, 1982, 192 с.

Жигарев Л. А. Закономерности развития криолитозоны Арктического бассейна // Криолитозона арктического шельфа. Якутск, 1981, с. 4—17.

Ильясов В. Г., Меламед В. Г. Экспресс-метод нахождения температурной сдвижки в однородных толщах сезонно- и многолетнемерзлых горных пород // Мерзлотные исследования. М., Изд-во МГУ, 1980, вып. XIX, с. 26—34.

Каплин П. А., Леонтьев О. К., Лукьянова С. А. и др. Берега. М., Мысль, 1991, 479 с.

Мельников В. П., Спесивцев В. И. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. Новосибирск, Наука, 1995, 198 с.

Попов Б. А., Совершаев В. А. Ветровые осушки на берегах арктических морей // Исследования прибрежных равнин и шельфа арктических морей. М., Изд-во МГУ, 1979, с. 81—90.

Чернядьев В. П. Прогноз геокриологической обстановки в связи с нарушением природных условий // Геокриологический прогноз и совершенствование инженерных изысканий. М., Стройиздат, 1980, с. 32—54.

Поступила в редакцию
25 июня 1997 г.