ScienceDirect

Encyclopedia of Ocean Sciences

Osterkamp T.E. **Sub-sea Permafrost** // Encyclopedia of Ocean Sciences (Second Edition), Editor(s): John H. Steele, Academic Press, 2001, P. 559-569, https://doi.org/10.1016/B978-012374473-9.00008-4

(Перевод **-** *А.Г. Длугач, АО АМИГЭ, Мурманск)*

ВВЕДЕНИЕ

Подводная или шельфовая вечная мерзлота, определяется как вечная мерзлота, залегающая под морским дном. Она существует на континентальных шельфах в полярных регионах (рис. 1). Когда уровень моря низкий, вечная мерзлота возникает (растёт) на открытых шельфах в холодных субаэральных условиях. Когда уровень моря высок, вечная мерзлота деградирует на затопленных шельфах под влиянием изменившихся граничных условий (тепловых и по засолённости). Подводная вечная мерзлота отличается тем, что она реликтовая, тёплая и, в целом, деградирующая. Методы, используемые для её исследования, включают бурение, отбор проб, анализ каротажных диаграмм, измерения температуры и солёности, геолого-геофизические методы (прежде всего сейсмические и электрические) и геолого-геофизическое моделирование Полевые исследования проводятся с судов или с ледяного покрова. В центре внимания этой статьи является обзор наших знаний о подводной вечной мерзлоте, происходящих в ней процессах, а также о её возникновении, распространении и характеристиках.

Подводная вечная мерзлота имеет и экономическое значение из-за современном интересе к разработке морских нефтяных и других природных ресурсов на континентальных шельфах полярных регионов. Проектирование, строительство и эксплуатация береговых объектов; сооружения, заложенные на морском дне; искусственные острова; подводные трубопроводы и скважины, пробуренные для разведки и добычи, должны учитывать наличие и характеристики подводной вечной мерзлоты.

Научные проблемы, связанные с подводной вечной мерзлотой, включают необходимость понимания факторов, контролирующих её возникновение и распространение, свойства тёплой вечной мерзлоты, содержащей соли, и движение тепла и соли в деградирующей вечной мерзлоте. Газогидраты, которые могут образовываться внутри и под вечной мерзлотой, являются потенциальным и обильным источником энергии. По мере того, как подводная вечная мерзлота нагревается и оттаивает, гидраты дестабилизируются, образуя газы, которые могут быть значительным источником глобального углерода.

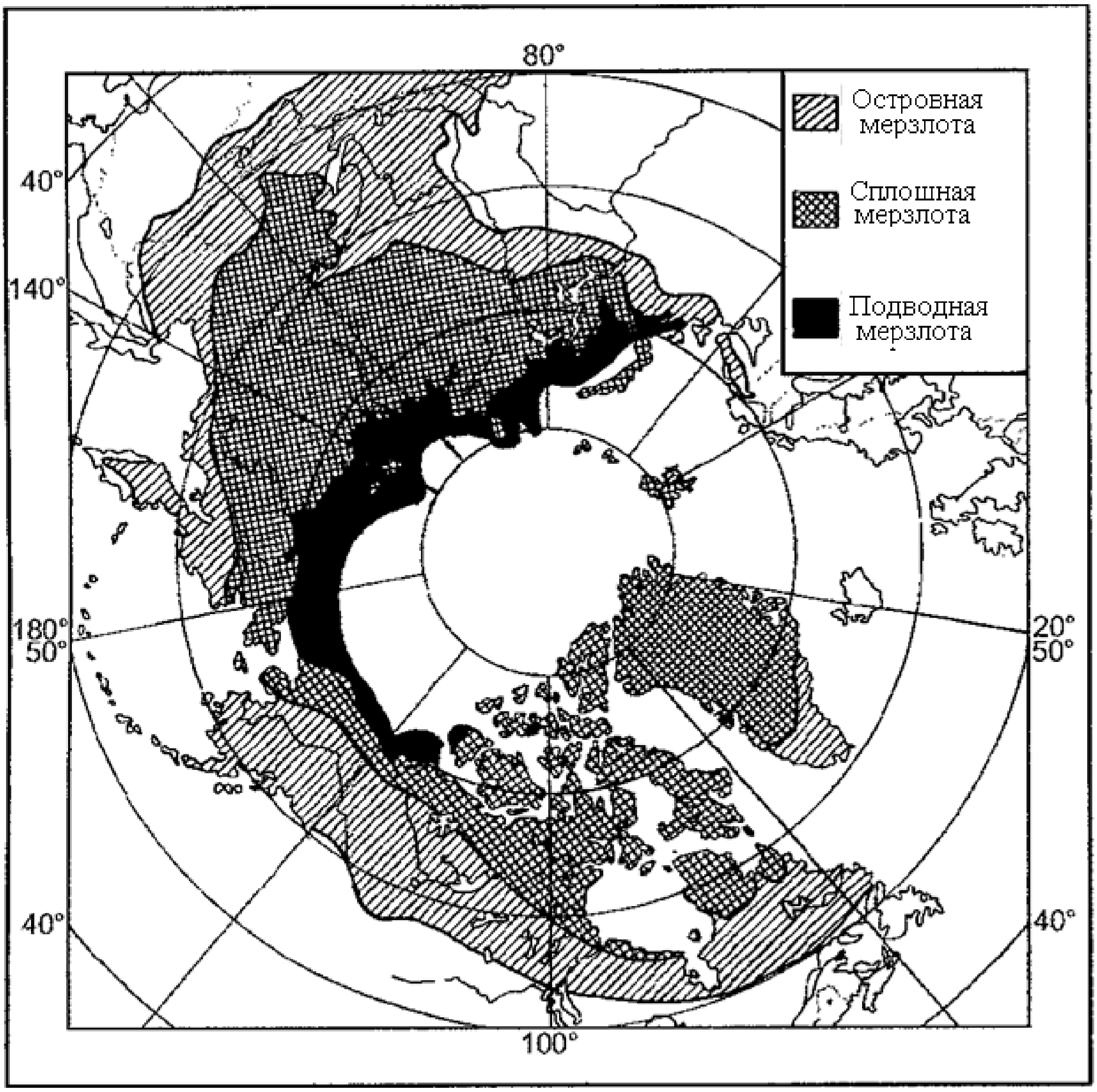

Рис.1 Карта, показывающая примерное распространение подводной вечной мерзлоты на континентальном шельфе Северного Ледовитого океана. Недостаток прямых данных (зондирование, бурение, отбор проб, измерения температуры) делает карту весьма спекулятивной, при этом большая часть распределения выводится из косвенных измерений, в первую очередь температуры воды, солености и глубины (изобата100 м). Подводная вечная мерзлота также существует вблизи эрозионных берегов арктических островов, материков и там, где температура морского дна остается отрицательной. (Адаптировано из Peve TL (1983). *Arctic and Alpine Res*., **15**(2):145-156 с разрешения Университета Колорадо.)

Терминология.

Permafrost – грунт, температура которого остается ниже 0°C не менее 2 лет. Он может содержать или не содержать лед. Под *ice-bearing* понимается вечная мерзлота или сезонномёрзлый грунт, содержащий лед. *Ice-bonded* описывает породу, в которой частицы механически сцементированы льдом. *Ice-bearing* и *ice-bonded* материал может содержать не только лёд, но и незамерзшую поровую жидкость. *Frozen* подразумевает *ice-bearing* или *ice-bonded* или и то, и другое, а *thawed* подразумевает отсутствие льда. *Active layer* представляет собой поверхностный слой отложений, подвергающийся ежегодному промерзанию и оттаиванию на участках, подстилаемых вечной мерзлотой. При отрицательных температурах морского дна вблизи морского дна существует талый слой (*talik*). Этот талик представляет собой вечную мерзлоту, но не содержит льда, поскольку воздействие частиц грунта, давление и наличие солей в поровой жидкости могут понизить температуру замерзания до -2°C и ниже. Граница между талой областью и *ice-bearing* вечной мерзлотой является фазовой границей. *Ice-rich permafrost*, содержит лёд в количестве, превышающем объём порового пространства грунта, и оседает при оттаивании.

ФОРМИРОВАНИЕ И ОТТАИВАНИЕ

Повторяющиеся оледенения за последний миллион лет или около того вызывали изменения уровня моря на 100 м и более (рис. 2). Когда уровень моря был низким, неглубокие континентальные шельфы в полярных регионах, не покрытые ледяными щитами, подвергались воздействию низких среднегодовых температур воздуха (обычно от -10 до -25°C). Вечная мерзлота нарастала на этих шельфах от свободной поверхности грунта вниз. Приблизительную оценку глубины до подошвы *ice-bonded* вечной мерзлоты, в момент времени t даёт простая модель:

$$X(t) = \sqrt{\frac{2K(T_e - T_g)t}{h}}, \quad (1)$$

где K — теплопроводность мёрзлого слоя, T_e — температура границы раздела фаз на дне вечной мерзлоты, связанной льдом, T_g — многолетняя средняя температура поверхности земли во время осушения, h — объёмная скрытая теплота замерзания грунта, зависящая от количества льда в породе (льдистости). В (1) K, h и T_e зависят от свойств грунта. Грубая оценка T_g может быть получена из информации о палеоклимате, а приблизительное значение t - из истории колебаний уровня моря (рис. 2). Уравнение (1) дает завышенную оценку X, поскольку не учитывает геотермальный тепловой поток, за исключением случаев, когда на глубине остается *ice-bearing* слой вечной мерзлоты от предыдущей трансгрессии. Временные масштабы роста вечной мерзлоты таковы, что на шельфах могли сформироваться сотни метров вечной мерзлоты (рис. 3).

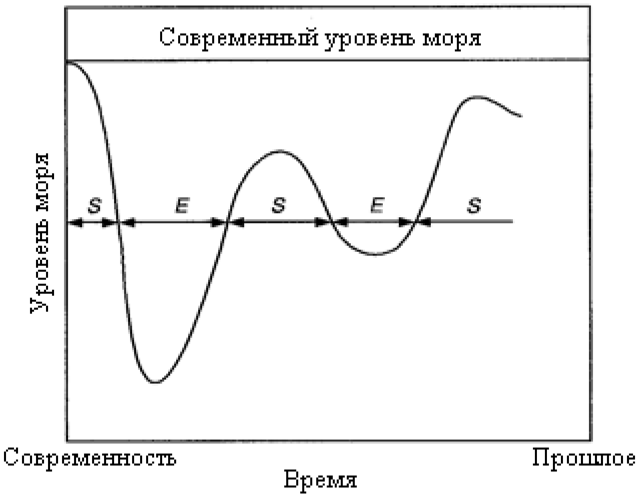

Рис.2 Схематическая кривая колебания уровня моря во время последнего оледенения. История осушения (E) и погружения (S) может быть объединена с палеотемпературными данными о субаэральных и подводных условиях для построения приблизительных тепловых граничных условий для подводной вечной мерзлоты на любой глубине воды.

Рис.3 Схематическое изображение подводной вечной ice-bearing *мерзлоты, континентальном шельфе во время минимального уровня моря. Типичная мощность у современной береговой линии составляла бы около 400-1000 м при ширине шельфа, которая в настоящее время составляет 100-600 км.*

Холодная вечная мерзлота на суше при погружении во время трансгрессии поглощает тепло от морского дна сверху и от геотермального теплового потока, поднимающегося снизу. Она постепенно нагревается (рис.4 и 5), становясь почти изотермическим с течением времени вплоть до нескольких тысячелетий (рис. 4, время t_3). Значительно большее время требуется, когда незамерзшие поровые флюиды находятся в равновесии со льдом, потому что часть льда должна оттаять во всей толще вечной мерзлоты, чтобы он прогрелся.

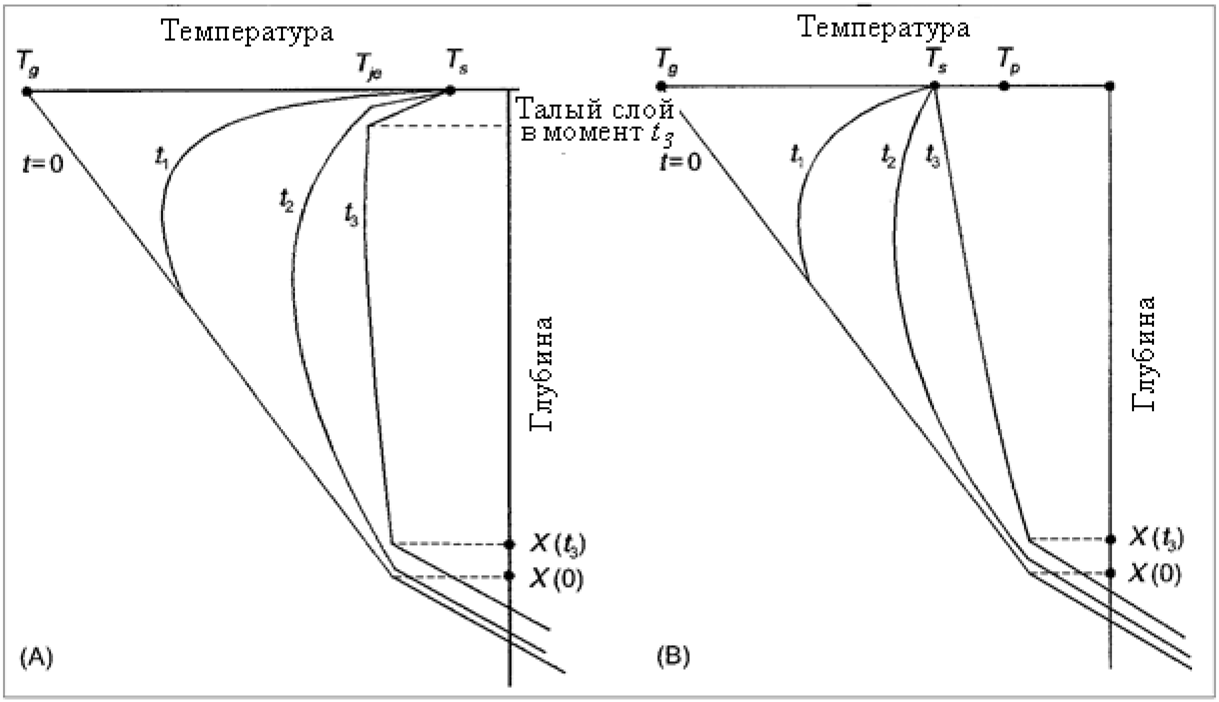

*Рис.4. Схематические профили температуры подводной вечной мерзлоты (*адаптировано из Lachenbruch, A.H. and Marshall, B.V., (1977). Open File Rept. 77-395, U.S. Geological Survey, Menlo Park, CA, 54 стр.*), показывающие тепловую эволюцию в последующие моменты времени (t_1, t_2, t_3) после погружения, когда таяние происходит на морском дне (а) и когда оно не происходит (б). T_g и T_s — долгосрочные средние температуры поверхности земли во время осушения и морского дна после погружения. T_p – температура границы раздела фаз в верхней части ice-bonded вечной мерзлоты, X(0) и X(t_3) — глубины до подошвы ice-bonded вечной мерзлоты в моменты времени t=0 и t_3.*

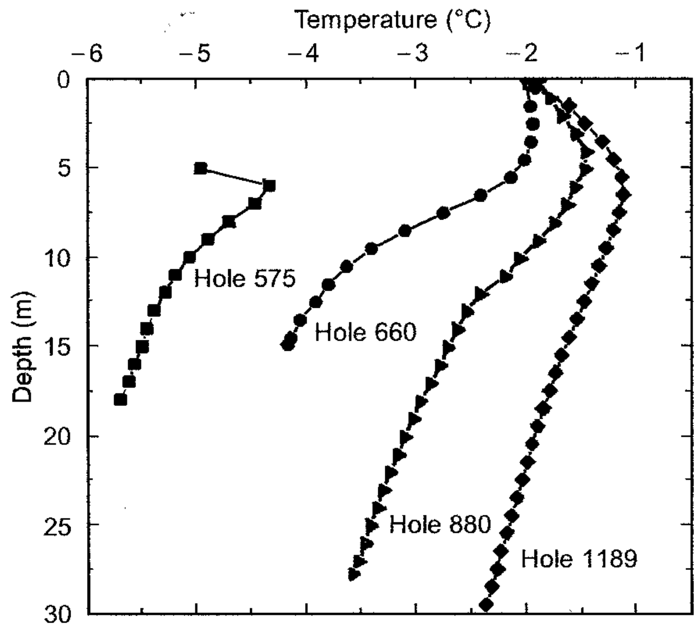

*Рис.5. Температурные профили (*адаптировано из Osterkamp, T.E. and Harrison, W.D., (1985). Report UAGR-301, Geophysical Inst., University of Alaska, Fairbanks, AK, 108 pp.*), полученные в течение мая месяца в подводной вечной мерзлоте возле Барроу, Аляска, показывающая тепловую эволюцию на удалении (эквивалентно времени) от берега. Обозначение скважины – это расстояние (м) от берега, а скорость эрозии береговой линии составляет около 2,4 м/год. Морской лед смерзается с морским дном в пределах 600 м от берега*

Под морским дном развивается талый слой, и таяние может идти от дна вниз даже при отрицательных средних температурах дна за счет притока соли и тепла, связанных с новыми граничными условиями. Если не учитывать эрозию морского дна и процессы осадконакопления, скорость таяния верхней части вечной мерзлоты, связанной льдом, во время погружения составляет

$$\dot{X}_{top} = \frac{J_t}{h} - \frac{J_f}{h}, \qquad (2)$$

где J_t — поток тепла на границу раздела фаз сверху, а J_f — поток тепла от границы раздела фаз в скованную льдом вечную мерзлоту внизу. J_t зависит от разницы между многолетней средней температурой на морском дне, T_s, и температурой границы раздела фаз, T_p, в верхней части вечной мерзлоты, связанной льдом. При J_t=J_f граница раздела устойчива. При J_t<J_f повторное промерзание талого слоя может происходить от границы раздела фаз вверх. Чтобы произошло оттаивание, T_s должна быть существенно выше, чем T_p, чтобы J_t>J_f. T_s определяется океанографическими условиями (течениями, ледяным покровом, соленостью воды, батиметрией и наличием близлежащих рек). T_p определяется гидростатическим давлением, эффектами частиц грунта и концентрацией солей на границе раздела фаз (совокупное влияние солёности внутрипластовых поровых флюидов, переноса солей со дна через талый слой и изменения концентрации в результате замерзания или оттаивания). В Прадхо-бей, у берега, $\dot{X}_{top}$, как правило, колеблется от сантиметров до десятков сантиметров в год, в то время как дальше от берега скорость таяния составляет порядка миллиметров в год. Толщина талого слоя под морским дном обычно составляет от 10 до 100 м, хотя наблюдались значения и менее метра. На некоторых участках мощность талого слоя больше на мелководье и меньше на большей глубине.

Подводная вечная мерзлота оттаивает также снизу за счет геотермального теплового потока, когда туда проникает тепловое возмущение, вызванное трансгрессией. Приблизительная скорость оттаивания снизу ice-bonded вечной мерзлоты, составляет:

$$\dot{X}_{bot} \cong \frac{J_g}{h} - \frac{J'_f}{h} \,. \tag{3}$$

где J_g — геотермальный тепловой поток, поступающий на границу раздела фаз снизу, а J'_f — тепловой поток от границы раздела фаз в ice-bonded вечную мерзлоту наверху. становится небольшим в течение нескольких тысячелетий, за исключением случаев, когда вечная мерзлота содержит незамерзшие поровые жидкости. $\dot{X}_{bot}$ обычно составляет порядка единиц сантиметров в год. Масштабы времени оттаивания с поверхности и с подошвы вечной мерзлоты таковы, что может потребоваться несколько десятков тысяч лет, чтобы полностью оттаять несколько сотен метров оказавшейся под водой вечной мерзлоты.

Результаты моделирования и полевые данные показывают, что непроницаемые отложения вблизи морского дна, низкая T_s, высокая льдистость и низкий J_g способствуют выживанию ice-bearing вечной мерзлоты после трансгрессии. При благоприятных условиях значительные мощности ice-bearing подводной мерзлоты, могли пережить и предыдущие трансгрессии.

ХАРАКТЕРИСТИКИ

Химический состав поровых флюидов осадочных пород аналогичен составу морской воды, хотя есть заметные различия. Профили концентрации солей в талых крупнозернистых отложениях в заливе Прадхо-бей (рис.6), по-видимому, контролируются процессами, происходящими на начальных этапах погружения. Имеются данные о сильно засоленных слоях в ice-bonded вечной мерзлоте у основания гравия, покрывающего мелкозернистую толщу как на суше, так и на море. В районе дельты Маккензи речные песчаные толщи, отложившиеся во время регрессий, имеют низкие концентрации солей (рис.7), за исключением случаев, когда они оттаивают или залегают под соленым подводным илом. Мелкозернистые иловые толщи трансгрессий имеют более высокие концентрации солей. Соли увеличивают количество незамёрзших поровых флюидов и снижают температуру фазового равновесия, содержание льда и цементирование льдом. Таким образом, слоистость отложений в районе дельты Маккензи, может привести к образованию несвязанного грунта (глины) между слоями сцементированного (речного песка).

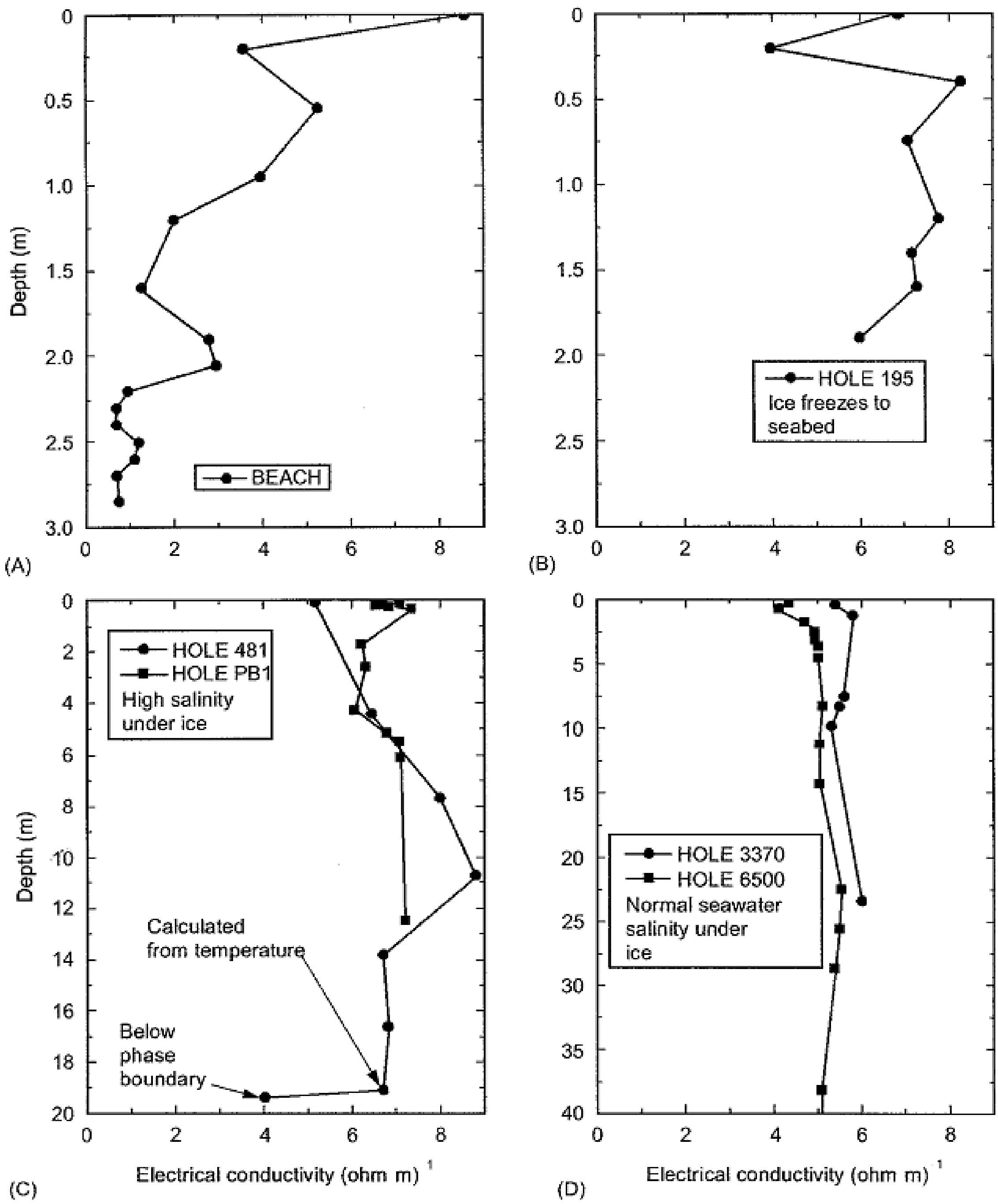

Рис.6. Профили концентрации солей (Адаптировано из Iskandar, I.K. *et al*., (1978). Proc. Third Int. Conf. on Permafrost, pp. 92-98, 10-13 июля 1978, Эдмонтон, Альберта, Канада, NRC (Канада), Оттава, Онтарио, Канада) *в талых относительно однородных грубозернистых отложениях. Скважины расположены вдоль линии, проходящей в открытом море недалеко от Западного дока в Прадхо-бей, Аляска, за исключением скважины PB1, которая находится в центральной части залива. Обозначение скважин – это расстояние (м) от берега. На пляже (a) концентрации уменьшаются в пять раз на глубине нескольких метров. Существуют большие колебания с глубиной, и концентрация может быть вдвое больше, чем в обычной морской воде, где лёд примерзает к морскому дну (b) и где подо льдом циркуляция ограничена (c). Дальше от берега (d) профили имеют тенденцию быть относительно постоянными по глубине с концентрациями примерно такими же или немного выше, чем в вышележащей морской воде.*

Талая подводная многолетняя мерзлота часто отделена от ice-bonded вечной мерзлоты переходным слоем ice-bearing мерзлоты. Толщина ice-bearing слоя может быть небольшой, что приводит к относительно резкой (сантиметровый масштаб) фазовой границе, или большой, приводящей к размытой (метровый масштаб). В целом, оказывается, что крупнозернистые грунты и низкая засоленность создают более резкую фазовую границу, тогда как мелкозернистые и более высокая засоленность создают более расплывчатую фазовую границу.

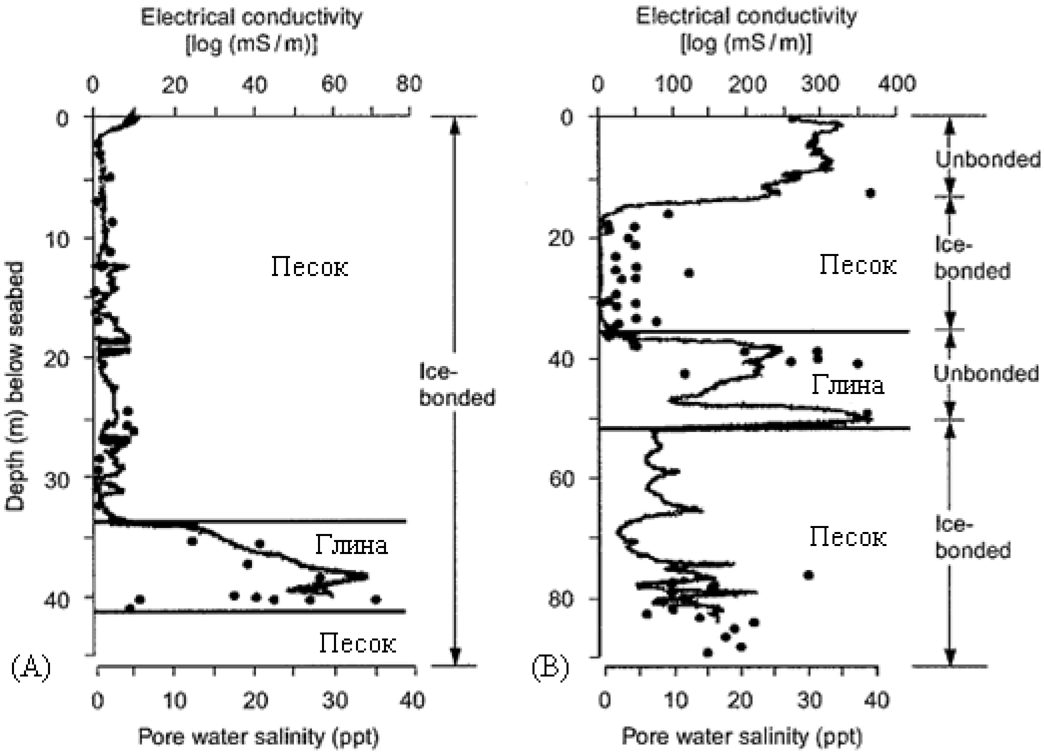

Рис. 7. Профили электропроводности (линии) и солёности (точки) на суше (A) и на море (B) (глубина воды 10 м) в районе дельты Маккензи (адаптировано из Dallimore, S.R. and Taylor, A.E., (1994). Proc. Sixth Int. Conf. , о вечной мерзлоте, т. 1, стр. 125-130, 5-9 июля 1993 г., Пекин, Китай, издательство Южно-Китайского университета, Ушань, Гуанчжоу, Китай). *Последовательность пески-глины-песчаники на суше прослеживается до морского участка. Песчаные толщи, по-видимому, отлагались в субаэральных условиях во время регрессий, а глинистые пачки - в морских условиях во время трансгрессии. На морском участке верхняя песчаная пачка оттаяла до глубины 11 м.*

Подводная вечная мерзлота состоит из смеси грунта, льда и незамёрзших поровых жидкостей. Её физико-механические свойства определяются индивидуальными свойствами и относительными пропорциями. Поскольку лёд и незамерзшая поровая жидкость сильно зависят от температуры, то и большинство физических и механических свойств также зависят от температуры.

Перенасыщенная льдом подводная вечная мерзлота была обнаружена в аляскинской и канадской частях моря Бофорта и на российском шельфе. Таяние этой вечной мерзлоты может привести к неравномерной осадке морского дна, что создает серьезные проблемы при строительстве.

ПРОЦЕССЫ

Погружение

Береговая вечная мерзлота становится подводной при погружении, и детали этого процесса играют важную роль в определении её будущей эволюции. Скорость наступания моря на сушу определяется повышением уровня моря, рельефом шельфа, тектонической обстановкой и процессами эрозии береговой линии, протаивания и осадки вечной мерзлоты, эрозии морского дна и осадконакопления. Уровень моря на полярных континентальных шельфах за последние 20 000 лет или около того повысился более чем на 100 м. При ширине шельфа от 100 до 600 км средняя скорость отступания береговой линии должна была составлять от 5 до 30 м/год, хотя максимальная скорость могла быть намного больше. Эти средние скорости сопоставимы с районами с очень быстрыми темпами отступания береговой линии, наблюдаемыми сегодня на сибирском и североамериканском шельфах. Типичные значения составляют от 1 до 6 м/год.

Переход от надземных к подводным условиям можно условно рассматривать, как происходящий в пяти регионах (рис. 8), где каждый из них представляет различные термические и химические поверхностные граничные условия. Эти граничные условия последовательно применяются к подводной вечной мерзлоте во время трансгрессии или регрессии. Область 1 — это вечная мерзлота на суше, формирующая начальные условия для подводной вечной мерзлоты. Температура поверхности вечной мерзлоты колеблется примерно до -15°C в современных субаэральных условиях и во время ледниковых периодов могла быть на 8–10° ниже. Подземные воды, как правило, пресные, хотя, как отмечалось выше, в вечной мерзлоте могут существовать засолённые литологические слои.

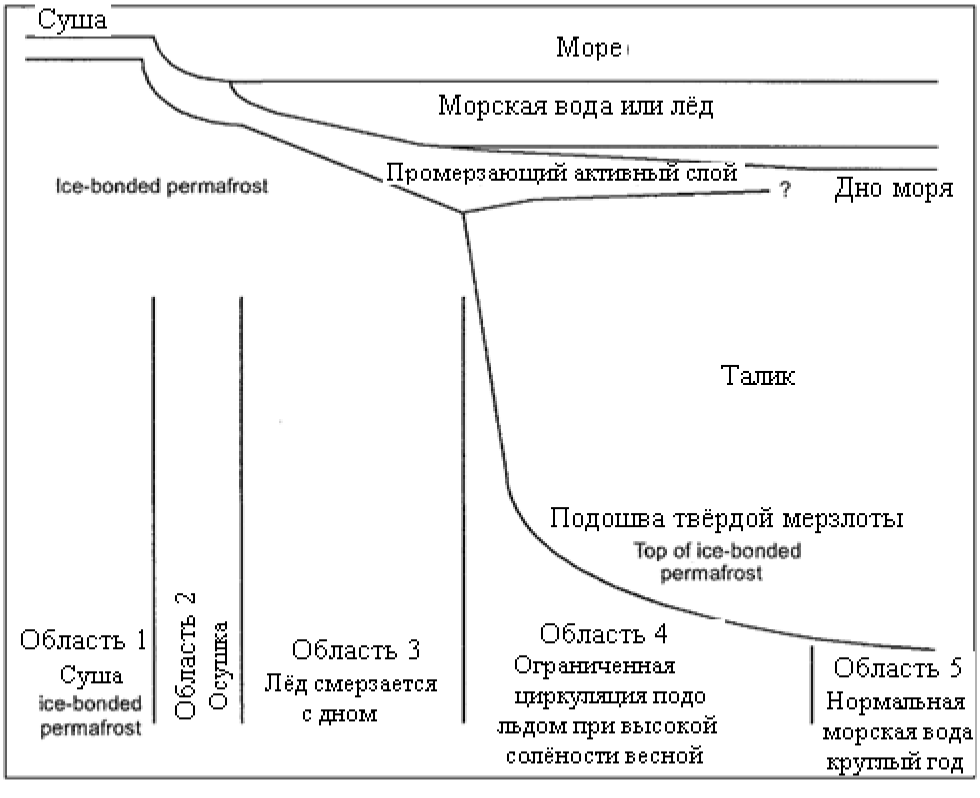

*Рис.8. Схематическая иллюстрация перехода вечной мерзлоты из надземных в подводные условия. Существует пять потенциальных областей с различными термическими и химическими граничными условиями морского дна. (*Адаптировано из Osterkamp, T.E., (1975). Rept. UAGR-234, Geophysical Inst., University of Alaska, Fairbanks, AK, 23 стр.*).*

Область 2 — это осушка (пляж), где волны, приливы и возникающая в результате вертикальная и боковая инфильтрация морской воды приводят к значительным концентрациям солей в деятельном слое и приповерхностной вечной мерзлоте. Активный слой и температурный режим на осушке отличаются от таковых на суше. Прибрежные отмели и обрывы являются ловушкой для переносимого ветром снега, который часто скапливается в изолирующих наносах над пляжем и прилегающим ледяным покровом.

Область 3 — это район, где лёд сезонно намерзает на морское дно, обычно там, где глубина воды составляет менее 1,5–2 м. Эти условия создают уникальные тепловые граничные условия, потому что, когда лёд смерзается с морским дном, морское дно становится связанным с атмосферой и, таким образом, очень холодным. Летом морское дно покрыто мелководной относительно теплой морской водой. Концентрация соли на морском дне высока зимой из-за отторжения соли растущим морским льдом и ограниченной циркуляции подо льдом, который в конечном итоге вмерзает в морское дно. Эти условия создают очень солёные рассолы, которые проникают в отложения на морском дне.

Область 4 включает районы, где ограниченная подледная циркуляция вызывает более высокую, чем обычно, солёность морской воды и более низкие температуры над отложениями. Лёд не примерзает к морскому дну или примерзает к нему спорадически. Существование этого района зависит от толщины льда, глубины воды и процессов промывки подо льдом. Сильные течения или крутые склоны дна могут уменьшить его протяженность или устранить его.

Обстановка для области 5 состоит из нормальной морской воды над морским дном в течение всего года. Это приводит к относительно постоянным химическим и тепловым граничным условиям.

На морском дне имеется сезонный активный слой, который в областях 3 и 4 ежегодно замерзает и оттаивает. Активный слой начинает промерзать одновременно с образованием морского льда на мелководье. Слив рассола из растущего морского льда увеличивает солёность воды и снижает температуру воды на морском дне из-за требования фазового равновесия. Это вызывает частичное замерзание менее солёных поровых флюидов в отложениях. Таким образом, льду не обязательно соприкасаться с морским дном, чтобы морское дно замёрзло. Сезонные изменения солёности порового флюида показывают, что частично промерзший деятельный слой перераспределяет соли при замерзании и оттаивании, инфильтрируется концентрированными рассолами и влияет на сроки дренирования рассола в отложениях в сторону меньших глубин. Эти рассолы, образующиеся в результате роста морского льда, обеспечивают часть или все соли, необходимые для таяния нижележащей подводной вечной мерзлоты при отрицательных температурах отложений.

Глубина вечной мерзлоты, связанной льдом, медленно увеличивается с удалением от берега в области 3 до нескольких метров, где активный слой больше не примерзает к нему (рис. 8), а ice-bonded вечная мерзлота больше не связывается с атмосферой. Это позволяет вечной мерзлоте таять непрерывно в течение всего года, а глубина вечной мерзлоты, связанной льдом, быстро увеличивается по мере удаления от берега (рис. 8).

Время, в течение которого морская площадка остается в областях 3 и 4, определяет количество лет, в течение которых морское дно подвергается замерзанию и оттаиванию. Это также время, необходимое для перехода от субаэральных к относительно постоянным подводным граничным условиям. Это время, по-видимому, составляет около 30 лет в

Пойнт Лонели, Аляска (примерно в 135 км к юго-востоку от Барроу) и от 500 до 1000 лет в Прадхо-Бей. На рис.9 показаны изменения средних температур морского дна в зависимости от расстояния от берега вблизи залива Прадхо, где скорость отступания береговой линии составляет около 1 м/год.

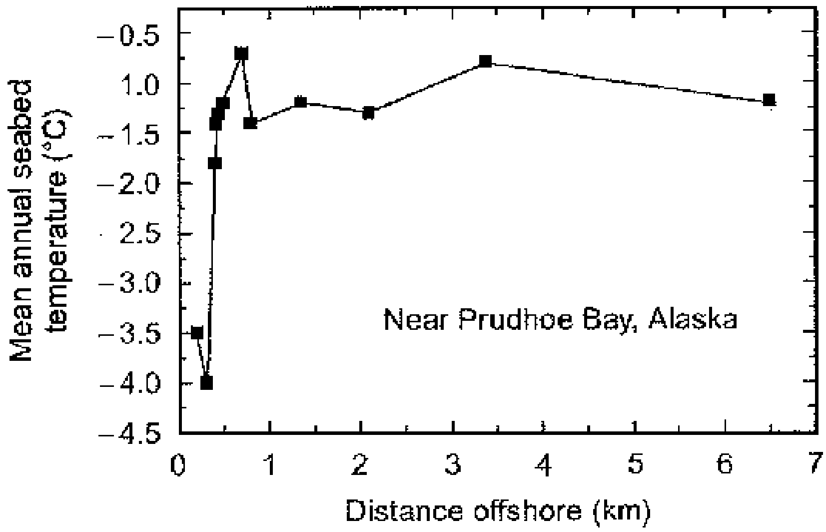

*Рис.9. Изменение среднегодовой температуры морского дна в зависимости от расстояния до берега (*адаптировано из Osterkamp, T.E. and Harrison, W.D., (1985). Rept. UAGR-301, Geophysical Inst., Univ. of Alaska, Fairbanks, AK, 108 pp.*). Вдоль этого же разреза, примерно в 6 км от берега острова Рейндир на глубине 17 м, средняя температура морского дна была около -1,7 °С. Данные о среднегодовой солёности морского дна в регионах 3 и 4, по-видимому, отсутствуют.*

Приведенное выше обсуждение физической обстановки не включает влияние геологии, гидрологии, диапазона приливов, процессов эрозии и осадконакопления, оседания оттаивания и напряжения оттаивания. Области 3 и 4 чрезвычайно важны в эволюции подводной вечной мерзлоты, поскольку в этих областях происходит основная часть инфильтрации солей в отложения. Соль играет важную роль в определении T_p и, следовательно, в том, произойдет ли оттаивание.

Перенос тепла и соли

Перенос тепла в подводной вечной мерзлоте предполагается главным образом кондуктивным, поскольку наблюдаемые профили температуры, ниже глубины сезонных колебаний, почти линейны. Однако, даже когда перенос тепла является кондуктивным, существует влияние процессов переноса соли, поскольку концентрация соли контролирует T_p. Недостаточное понимание процессов переноса соли препятствует применению тепловых моделей.

Оттаивание при отрицательных температурах морского дна требует, чтобы T_p была значительно ниже, чем T_s, что означает, как правило, что для оттаивания должна присутствовать соль. Эта соль должна уже присутствовать в вечной мерзлоте при затоплении и/или переноситься с морского дна на границу раздела фаз. Эффективность переноса солей через талый слой с морского дна, по-видимому, зависит от типа грунта. В глинах этот процесс должен быть диффузией медленным процессом, а в крупнозернистых песках и гравиях - конвекцией поровой жидкости, которая может быть быстрой.

Есть данные о диффузионном переносе соли в плотных переуплотненных глинах к северу от острова Рейндир, недалеко от Прадхо-бей. Есть доказательства конвективного переноса соли в талых крупнозернистых отложениях вблизи Прадхо-бей и в слоистых песках в районе дельты Маккензи. Он включает в себя быстрое вертикальное перемешивание, о чем свидетельствуют большие сезонные колебания солёности в верхних 2 м отложений в районах 3 и 4, а также профили концентрации солей, которые почти постоянны с глубиной и уменьшаются по величине по мере удаления от берега в районе 5 (рис. 5-7). Измеренные профили порового давления жидкости (рис. 10) указывают на движение жидкости вниз. Лабораторные измерения скорости переноса рассола в крупнозернистых отложениях показывают, что эти скорости могут быть порядка 100 м/год.

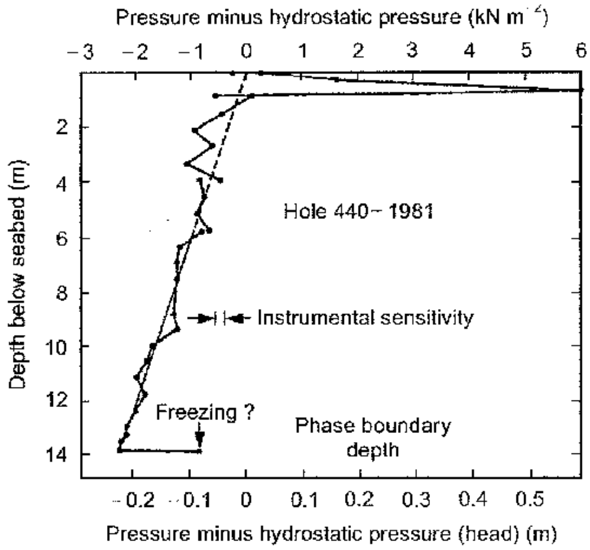

Рис.10. *Измеренное in situ давление порового флюида, за вычетом расчётного гидростатического давления через талый слой в крупнозернистых отложениях в скважине на расстоянии 440 м от берега в мае 1981 г., Прадхо-бей, Аляска* (Адаптировано из Swift, D.W., *et al*. (1983). Proc. Fourth Int. Conf. on Permafrost, Vol. 1, p. 1221-1226, July 17-22, 1983, Fairbanks, AK, Nat. Acad. Press, Washington, D.C.). *Высокое давление на глубине 0,54 м, вероятно, связано с сезонным замерзанием, а сплошная линия соответствует данным на глубине 5,72 м, обработанных методом наименьших квадратов. Отрицательная величина градиента напора (-0,016) указывает на нисходящую компоненту скорости порового флюида.*

Наиболее вероятным механизмом переноса солей в крупнозернистых отложениях является гравитационная конвекция в результате наличия сильносолёных и плотных рассолов на морском дне в районах 3 и 4. Эти рассолы проникают в морское дно, даже когда оно частично промёрзло, и быстро перемещаются. вниз. Высвобождение относительно пресной всплывающей воды за счёт таяния льда на границе раздела фаз также может способствовать движению поровой жидкости.

ВОЗНИКНОВЕНИЕ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ

Возникновение, характеристики и распространение подводной вечной мерзлоты сильно зависят от региональных и местных условий и процессов, включая:

1. Геологические (тепловой поток, топография шельфа, типы отложений или горных пород, тектоническая обстановка);

2. Метеорологические (температуры поверхности земли на субаэральном этапе, определяемые по температуре воздуха, снежном покрове и растительности);

3. Океанографические (температура и солёность морского дна под влиянием течений, ледовой обстановки, глубины воды, рек и полыней; береговая эрозия и осадконакопление; амплитуда приливов и отливов);

4. Гидрологические (наличие озер, рек и минерализация грунтовых вод);

5. Криологические (мощность, температура, льдистость, физико-механические свойства вечной мерзлоты на суше; наличие подводной многолетней мерзлоты, пережившей предыдущие трансгрессии; наличие ледниковых щитов на шельфах).

Отсутствие информации об этих условиях и процессах в течение длительного времени, необходимого для роста и деградации вечной мерзлоты, а также неадекватность теоретических моделей затрудняют формулирование надёжных прогнозов относительно подводной вечной мерзлоты. Необходимы полевые исследования, но полевых данных немного, и исследования все еще дают удивительные результаты, указывающие на то, что наше понимание подводной вечной мерзлоты неполно.

Печорское и Карское моря

Ice-bonded подводная вечная мерзлота была обнаружена в буровых скважинах, верхняя часть которых обычно находится на глубине до десятков метров ниже морского дна. В одном случае чистый пресноводный лед был обнаружен на глубине 0,3 м ниже морского дна и простирался не менее чем на 25 м. Эти открытия привели к сложным условиям проектирования подводного газопровода, который пройдет через Байдарацкую губу для транспортировки газа с месторождений Ямала на европейские рынки.

Море Лаптевых

Температура морской воды на дне обычно колеблется от -0,5°C до -1,8°C, а некоторые значения ниже -2°C. Обнаружена сейсмическая толща мощностью от 300 до 850 м, которая плохо коррелирует с региональной тектонической структурой и интерпретируется как ice-bonded вечная мерзлота. Протяженность ice-bonded вечной мерзлоты кажется непрерывной до изобаты 70 м и широко распространённой островной до изобаты 100 м. Глубина до ice-bonded мерзлоты колеблется от 2 до 10 м при глубинах воды от 45 м до кромки шельфа. У берега до изобаты 20 м могут существовать глубокие талики. Неглубокий керн с поверхности со сцементированным льдом материалом в основании был извлечен с глубины 120 м. Массивы вечной мерзлоты, богатой льдом, встречаются на мелководье в местах недавно исчезнувших островов и вдоль отступающих береговых линий.

Берингово море

Подводная вечная мерзлота отсутствует в северной части, за исключением, возможно, прибрежных районов или мест, где береговая линия отступает быстро.

Чукотское море

Температура морского дна, как правило, слегка отрицательна, а температурные градиенты отрицательны, что указывает на ice-bearing вечную мерзлоту на глубине в пределах 1 км от берега вблизи Барроу, Рэббит-Крик и Коцебу.

Аляскинское побережье моря Бофорта

К востоку от мыса Барроу придонные воды обычно имеют от -0,5 до -1,7° С от берега, скорость эрозии береговой линии высока (от 1 до 10 м/год), а отложения имеют большую мощность. Подводная вечная мерзлота кажется толще в районе Прадхо-бей и тоньше к западу от залива Харрисон до мыса Барроу. У дельты реки Сагаваниркток обнаружены пласты льда толщиной до 0,6 м.

Геофизические исследования (сейсмические и электрические) показали наличие слоистой подводной ice-bonded вечной мерзлоты. Профиль подводной вечной мерзлоты вблизи Прадхо-бей (рис. 11) показывает существенные различия глубины до ice-bonded вечной мерзлоты между крупнозернистыми отложениями у берега острова Рейндир и мелкозернистыми отложениями дальше от берега. На шельфе от Пойнт-Лонели, где поверхностные отложения мелкозернистые, присутствует ice-bearing многолетняя мерзлота в пределах 6-8 м от морского дна до 8 км от берега (глубина воды 8 м). Ice-bonded материал залегает глубже (≈15 м). В лагуне Элсон (около Барроу), где отложения мелкозернистые, на морском дне прослеживается талый слой увеличивающейся в сторону моря мощности.

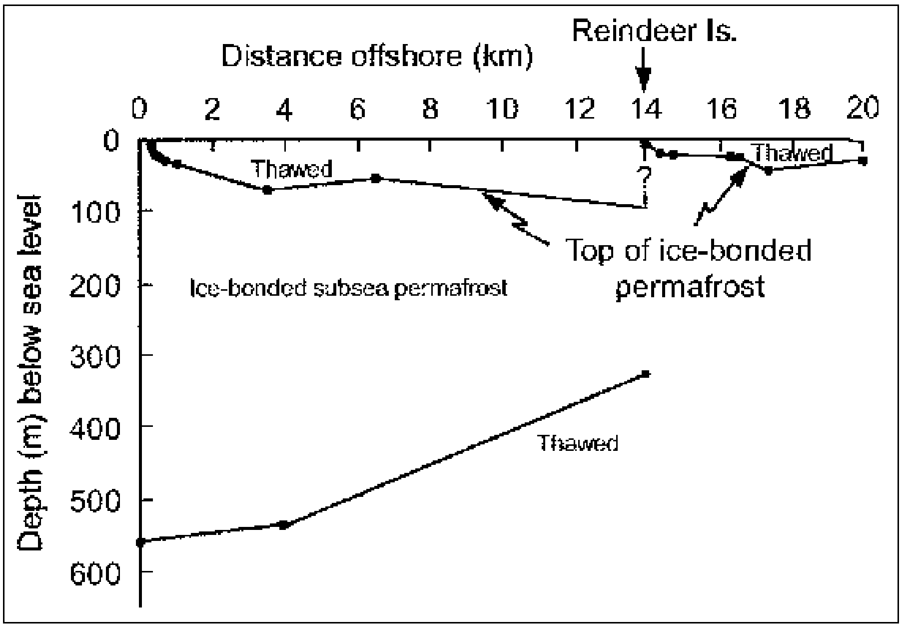

*Рис.11. Профиль подводной вечной мерзлоты в Прадхо-бей, Аляска, полученный по данным бурения и каротажа скважин (*перепечатано с адаптацией из журнала Cold Regions Sci. and Tech., 11, Osterkamp, T.E., *et al*., Permafrost thickness in the Oliktok Point, Prudhoe Bay and Mikkelsen Bay areas of Alaska,, pp. 99-105, 1985, с разрешения Elsevier Science*). Осадки крупнозернистые с глубоким протаиванием у о. Рейндир и мелкозернистые с неглубоким протаиванием дальше от берега. Максимальная глубина воды составляет около 8 м у берега острова и 17 м примерно в 6 км к северу.*

Дельта реки Маккензи

Слоистые отложения, обнаруженные в этом регионе, обычно представляют собой речной песок и подводный ил, соответствующие регрессивным/трансгрессивным циклам (рис. 12). Средние температуры морского дна в мелководных прибрежных районах обычно положительные из-за тёплой речной воды и отрицательные дальше от берега. Мощность ice-bearing вечной мерзлоты существенно меняется в результате сложной истории трансгрессий и регрессий, стока реки Маккензи и возможных последствий позднеледникового ледяного покрова. Ice-bearing многолетняя мерзлота на восточном и центральном шельфе моря Бофорта превышает 600 м. Она тонка или отсутствует под заливом Маккензи, а его мощность по направлению к побережью Аляски может составлять всего несколько сотен метров. Верхняя поверхность ice-bearing вечной мерзлоты обычно находится на глубине от 5 до 100 м ниже морского дна и, как представляется, определяется температурой морского дна и стратиграфией.

Восточная Арктика, регионы Арктического архипелага и Гудзонова залива были в значительной степени покрыты льдом во время последнего оледенения, что могло препятствовать формированию вечной мерзлоты. Эти регионы испытывают изостатическое поднятие с нарастанием вечной мерзлоты на перемещающихся береговых линиях.

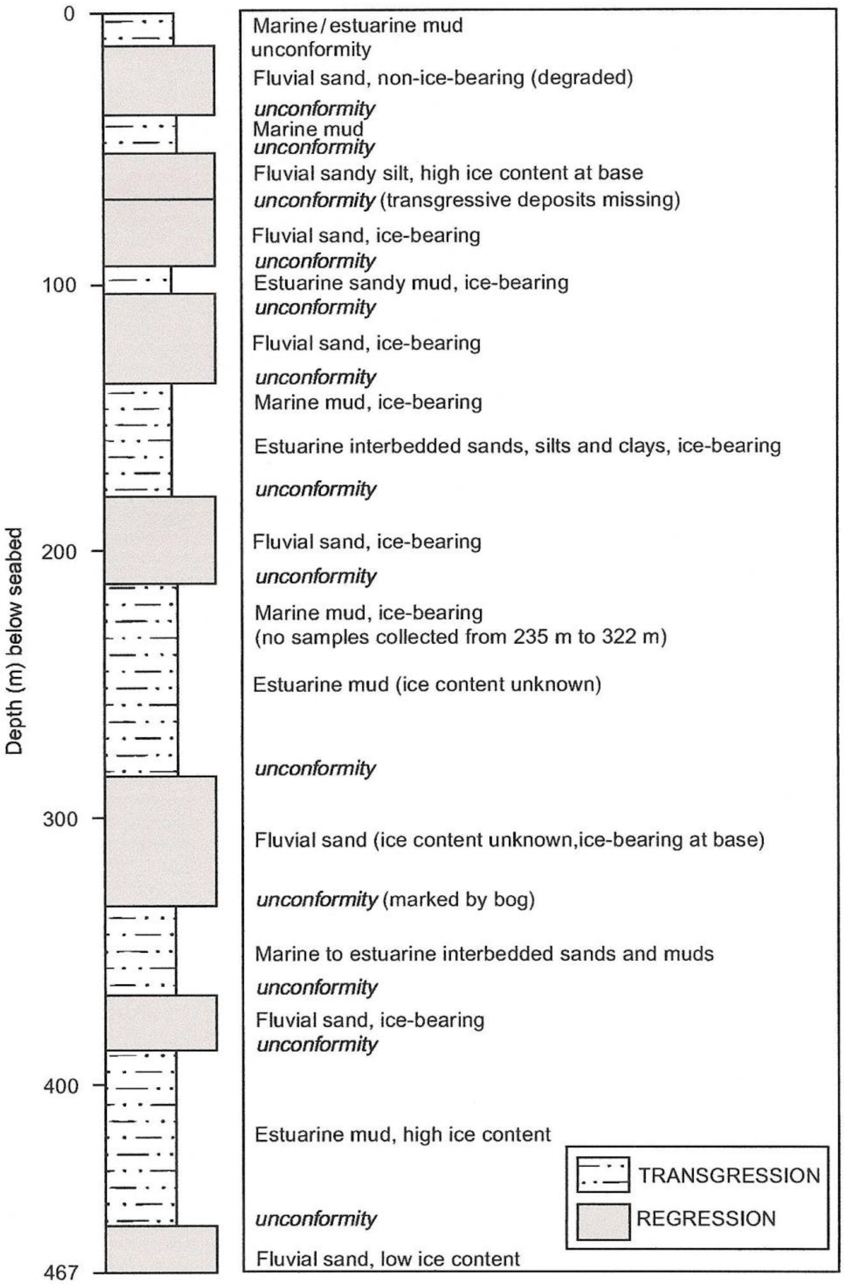

*Рис.12. Стратиграфия канадского шельфа моря Бофорта на глубине 32 м вблизи дельты реки Маккензи (*адаптировано из Blasco, S., (1995). GSC Open File Rept. 3058, Геологическая служба Канады, Оттава, Канада*). Показаны восемь регрессивно / трансгрессивных циклов речного песка / морского ила. Считается, что, за исключением таяния у морского дна, ice-bearing толща сохранилась вплоть до настоящего времени.*

Антарктика

Отрицательные температуры отложений и положительные температурные градиенты до глубины 56 м ниже морского дна существуют в проливе Мак-Мёрдо, где глубина воды составляет 122 м, а средняя температура морского дна -1,9°C. Эта подводная вечная мерзлота, похоже, не содержала льда.

Модели

Моделирование возникновения, распространения и характеристик подводной вечной мерзлоты является сложной задачей. Возможны статистические, геологические, аналитические и численные модели. Статистические модели пытаются объединить геологическую, океанографическую и другую информацию в алгоритмы, позволяющие прогнозировать распространение подводной вечной мерзлоты. Эти статистические модели оказались не очень успешными, хотя новые методы ГИС потенциально могли бы их улучшить.

Геологические модели учитывают влияние геологических процессов на формирование и развитие подводной вечной мерзлоты. Полезно рассмотреть эти модели, поскольку некоторым подводным массивам вечной мерзлоты потенциально может быть миллион лет. Была разработана геологическая модель для района дельты Маккензи (рис.12), которая дает представление о природе и сложной стратиграфии отложений, составляющих подводную вечную мерзлоту.

Аналитические модели для исследования теплового режима подводной вечной мерзлоты включают как одномерные, так и двумерные модели. Все доступные аналитические модели имеют упрощающие допущения, которые ограничивают их полезность. К ним относятся допущения об одномерном тепловом потоке, стабильных береговых линиях или береговых линиях, которые подвергаются внезапным и постоянным изменениям положения, постоянных температурах воздуха и морского дна, в которых не учитываются пространственные и временные колебания в геологических временных масштабах, и постоянных тепловых свойствах слоистой подводной вечной мерзлоты, которая, вероятно, содержит незамерзшие поровые жидкости. Пренебрежение топографическими различиями между сушей и морским дном, геотермальным тепловым потоком, фазовым переходом в верхней и нижней части подводной вечной мерзлоты и солевыми эффектами также ограничивает их применение. Существует аналитическая модель, учитывающая связь между переносом тепла и соли, но только для случая диффузионного переноса с упрощающими предположениями. Тем не менее, эти аналитические модели, по-видимому, применимы в некоторых особых ситуациях и во многом сформировали современные представления о подводной вечной мерзлоте.

Двумерные численные тепловые модели решают большинство проблем, связанных с допущениями в аналитических моделях, за исключением переноса соли. Были разработаны модели, которые учитывают перенос соли за счет всплывания пресной воды, образующейся при таянии льда на границе раздела фаз. Моделей инфильтрации плотных рассолов морской воды, образовавшихся в результате роста морского льда, в отложения, по-видимому, не существует.

Успешное применение всех моделей ограничено из-за отсутствия информации в масштабах геологического времени о начальных условиях, граничных условиях, свойствах пород, переносе соли и взаимосвязи процессов переноса тепла и соли. Также не хватает областей с достаточной информацией и измерениями для полной проверки прогнозов, сделанных с помощью модели.

Литература

Are, F. E., Reimnitz, E., and Kassens, H., (2000). Cryogenic processes of Arctic Land-Ocean interaction, Proc. Third Int. Conf. on Arctic Margins, 1998, Celle, Germany, Berichte zur Polarforschung (in press).

Dallimore, S. R. and Taylor, A. E., (1994). Permafrost conditions along an onshore-offshore transect of the Canadian Beaufort Shelf, Proc. Sixth Int. Conf. on Permafrost, Vol. 1, p.125-130, July 5-9, 1993, Beijing, China, South China Univ. Press, Wushan, Guangzhou, China.

Hunter, J. A., Judge, A. S., MacAuley, H. A., Good, R. L., Gagne, R. M., and Burns, R. A., (1976). The occurrence of permafrost and frozen subsea bottom materials in the Southern Beaufort Sea, Beaufort Sea Proj., Tech. Rept. 22, Geological Survey Canada, Ottawa, Canada.

Lachenbruch, A. H., Sass, J. H., Marshall, B. V., and Moses, T. H. Jr., (1982). Permafrost, heat flow, and the geothermal regime at Prudhoe Bay, Alaska, Journal of Geophysical Res., 87, B11: 9301-9316.

Mackay, J. R., (1972). Offshore permafrost and ground ice, Southern Beaufort Sea, Canada, Can. J. Earth Sci., 9, (11), 1550-1561.

Osterkamp, T. E., Baker, G. C., Harrison, W. D., and Matava, T., (1989). Characteristics of the active layer and shallow subsea permafrost, Journal of Geophysical Res., 94, C11:16,227-16,236.

Romanovsky, N. N., Gavrilov, A. V., Kholodov, A. L., Pustovoit, G. P., Hubberten, H. W., Niessen, F., and Kassens, H., (1998). Map of predicted offshore permafrost distribution on the Laptev Sea Shelf, Proc. Seventh Int. Conf. On Permafrost, p. 967-972, June 23-27, 1998, Yellowknife, Canada, Center for Northern Studies, U. of Laval, Quebec, Canada.

Sellmann, P. V. and Hopkins, D. M., (1983). Subsea permafrost distribution on the Alaskan Shelf, Final Proc. Fourth Int. Conf. on Permafrost, p. 75-82, July 17-22, 1983, Fairbanks, AK, Nat. Academy Press, Washington, DC.

Символы

h: объёмная скрытая теплота грунта.

J_g: геотермальный тепловой поток, поступающий на нижнюю фазовую границу снизу

J'_f: тепловой поток от нижней фазовой границы в ice-bonded вечную мерзлоту наверху.

J_t: тепловой поток в верхнюю границу раздела фаз сверху

J_f: тепловой поток от верхней границы раздела фаз в ice-bonded вечную мерзлоту внизу.

K: теплопроводность ice-bonded вечной мерзлоты.

t: время

T_s: долгосрочная средняя температура на морском дне.

T_p: температура фазовой границы в верхней части ice-bonded вечной мерзлоты.

T_e: температура фазовой границы на подошве ice-bonded вечной мерзлоты.

T_g: многолетняя средняя температура поверхности земли во время возникновения мерзлоты.

$X(t)$: глубина до подошвы ice-bonded вечной мерзлоты в момент времени t

$\dot{X}_{top}$: скорость оттаивания сверху подводной ice-bonded вечной мерзлоты.

$\dot{X}_{bot}$: скорость оттаивания снизу подводной ice-bonded вечной мерзлоты.