

*РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ КРИОЛОГИИ ЗЕМЛИ*

УДК 551.345

**ОЦЕНОЧНЫЕ МЕТОДЫ АНАЛИЗА СТРОЕНИЯ  
И ДИНАМИКИ КРИОЛИТОЗОНЫ**

**А. А. Коновалов**

*Институт проблем освоения Севера СО РАН, 625003, г. Тюмень, а/я 2774, Россия*

Выведены формулы для расчета температурного режима в грунтовом полупространстве с фазовыми превращениями влаги, отличающиеся от известных комплексным учетом изменения граничных условий во времени, давления (горного и поверхностного), геотермического градиента. Формулы позволяют делать прогнозы и палеорекострукции изменения температуры криолитозоны и динамики ее границ. С их помощью проанализированы причины ярусности криолитозоны на севере Западной Сибири.

*Динамика криолизоны, температура, давление, промерзание, оттаивание*

**ASSESSMENT TECHNIQUES IN THE ANALYSIS OF THE STRUCTURE  
AND DYNAMICS OF CRYOLITHOSPHERE**

**A. A. Konovalov**

*Institute of North Development Problem SD RAS, 625003, Tyumen, 2774, Russia*

The formulas for calculation of temperature regimes of soil half-space with phase transitions of moisture, distinguished from known by a complex account of change of boundary conditions over time, geothermal gradient, pressure (overburden and surface) are deduced. The formulas permit to provide paleoreconstructions and forecasts of temperature change of cryolithosphere and dynamics of its boundaries. Using them, the reasons of multistage character of permafrost in northern West Siberia were analyzed.

*Dynamics of cryolithosphere, temperature, pressure, freezing, thawing, forecast*

Достоверность результатов расчетов мощности криолитозоны, ее динамики зависит не только от строгости применяемых математических методов, но и от точности определения граничных условий, теплофизических характеристик, коэффициентов переноса. Граничные условия — температурный режим поверхности, определяемый климатической ритмичностью, меняются по сложному временному (полигармоническому) закону, установить параметры которого, особенно для прогнозов или палеорекострукций на больших отрезках времени, однозначно не удастся. Методы и приборы для определения теплофизических констант и коэффициентов переноса несовершенны и не унифицированы, фактических данных мало. В этих условиях повышение требований к строгости решения зачастую приводит только к его усложнению, а не к уточнению получаемых результа-

тов. Поэтому в оценочных расчетах мощности криолитозоны, ее строения (ярусности) и динамики сохраняют свою актуальность приближенные аналитические методы, при условии их достаточного физического и математического обоснования. В предлагаемых ниже решениях таким обоснованием является то, что они удовлетворяют краевым условиям, а в предельном (стационарном) варианте и в одномерном (нестационарном) также и дифференциальному уравнению теплопроводности.

Возьмем, например, проблему изменения температурного поля криолитосферы в связи с глобальным потеплением климата.

Анализ временного хода метеоэлементов на севере Сибири по сглаженным кривым [Коновалов, 1991] показывает, что он близок к линейному (в общем случае — к степенному с показателем степени  $n$ , близким к 1). При этом средне-

годовые температуры повышаются со скоростью 0,01—0,05 °С/год с одновременным увеличением толщины снежного покрова на 0,2—0,5 см/год. Это приводит к повышению температуры поверхности грунта в естественных условиях в среднем на 0,02—0,08 °С/год и нет оснований ожидать в ближайшем будущем изменения этой тенденции.

С другой стороны, темпы потепления таковы, что в течение одного-двух десятилетий глубина оттаивания вряд ли превысит 5—10 м. Поскольку подошва „вечной мерзлоты“ обычно намного ниже, допустимо принимать ее бесконечно удаленной от поверхности. Тогда прогноз изменения температуры мерзлого грунта вследствие потепления климата сводится к решению одномерной задачи теплопроводности в оттаивающем сверху мерзлом грунтовом полупространстве ( $y > 0$ ) при заданном (степенном) законе изменения температуры поверхности.

Фазовые переходы влаги в грунтах разного состава существенно различаются. В грубодисперсных грунтах (песчаных, щебенистых и т. п.) влага находится в свободном состоянии и поэтому промерзает и оттаивает при одной, близкой к 0 °С температуре. Формулировка задачи в этом случае включает в себя известное дифференциальное уравнение теплопроводности Фурье, записываемое отдельно для зон, расположенных выше (с индексом 1) и ниже (с индексом 2) фронта фазовых превращений грунтовой влаги, и краевые условия:

$$t_1(0, \tau) = t_n(\tau) = t_0 + (t_n - t_0) \cdot (\tau/\tau_0)^n, \quad (1)$$

$$t_2(y, 0) = t_0 + G \cdot y, \quad (2)$$

$$[t_2(\infty, \tau)]'_y = G. \quad (3)$$

На границе раздела талой и мерзлой зон:

$$t_1(\xi, \tau) = t_2(\xi, \tau) = t_\phi, \quad (4)$$

$$\lambda_1 \cdot [t_1(y, \tau)]'_y - \lambda_2 \cdot [t_2(y, \tau)]'_y|_{y=\xi} = q \cdot d\xi/d\tau, \quad (5)$$

где  $t_n$  — среднегодовая температура поверхности грунта;  $t_0$  — начальная температура;  $t_\phi$  — температура фазовых превращений грунтовой влаги;  $\tau$  — время, отсчитываемое от момента перехода температуры через  $t_\phi$ ;  $q = \omega \cdot \gamma \cdot \rho$  — затраты тепла на фазовые превращения влаги;  $w$ ,  $a$ ,  $\lambda$ ,  $\gamma$ ,  $C$  — соответственно суммарная влажность, коэффициенты температуро- и теплопроводности, плотность скелета, объемная теплоемкость грунта;  $\rho = 336$  кДж/кг — скрытая теплота плавления льда;  $\tau_0$  — некоторый фиксированный отрезок времени, в начале которого температура поверхности равна  $t_0$ , а в конце —  $t_n$ ;  $y$  — глубина;  $\xi$  — глубина оттаивания (промерзания);  $[t_{1,2}(y, \tau)]'_y$  — частная производ-

ная температуры (в талой или мерзлой зонах) по глубине;  $G$  — геотермический градиент.

Такая постановка, общая ( $G \neq 0$ ), больше соответствует случаю промерзания. В оттаивающих мерзлых массивах, сверху и снизу ограниченных фронтами фазовых превращений влаги, по всей толще которых практически в течение всего периода оттаивания держатся температуры, близкие к температуре фазовых превращений влаги,  $G \approx 0$ . Задача с такими условиями решена только для простейшего случая — скачкообразной смены температуры поверхности с  $t_0$  на  $t_n$ , что соответствует  $n = 0$  и  $G = 0$  [Лыков, 1967]. Общее решение ищем аналогично, в форме двучлена

$$t_{1,2} = A_{1,2} + B_{1,2} \cdot f(y, \tau)_{1,2}, \quad (6)$$

где  $A$  и  $B$  — постоянные, зависящие от граничных условий;  $f(y, \tau)$  — решение этой задачи при  $q = 0$ , удовлетворяющее дифференциальному уравнению теплопроводности. После определения постоянных и несложных преобразований получаем выражение для температур в талой и мерзлой зонах, а также для относительной фазовой температуры ( $\Theta_\phi$ ), из которого можно определить время или глубину оттаивания (промерзания):

$$t_1 = t_\phi + [t_n(\tau) - t_\phi] \cdot [1 - (1 - \Theta_1)/(1 - M_1)], \quad (7)$$

$$t_2 = t_0 + G \cdot (y - \xi) + (t_\phi - t_0) \cdot \Theta_2/M_2, \quad (8)$$

$$\Theta_\phi = [1 - (Ko/2Fo_{\phi 1} + L) \cdot (1 - M_1) / (D_1 \cdot \xi)] / [1 + D_2 \cdot (1 - M_1) \cdot m / (M_2 \cdot D_1)], \quad (9)$$

где  $\Theta_\phi = (t_\phi - t_0) / [(t_n - t_0) \cdot (\tau/\tau_0)^n]$ ;  $Ko = q/C_1 / [(t_n - t_0) \cdot (\tau/\tau_0)^n]$  — число Коссовича;  $Fo_{\phi 1} = a_1 \cdot \tau/\xi^2$  — число Фурье;  $Fo_{\phi 2} = K_a \cdot a_1 \cdot \tau/\xi^2$ ;  $m = \lambda_2/\lambda_1$ ;  $K_a = a_2/a_1$ ;  $D_{1,2} = |dM_{1,2}/d\xi|$ ;  $\Theta_{1,2}$  — решение этой задачи при  $q = 0$ ,  $G = 0$ , записанное для первой и второй зон;  $M_{1,2}$  — то же, но с  $\xi$  вместо  $y$ ;  $L = (1 + m) \cdot G \cdot \xi / [t_n(\tau) - t_0]$ .

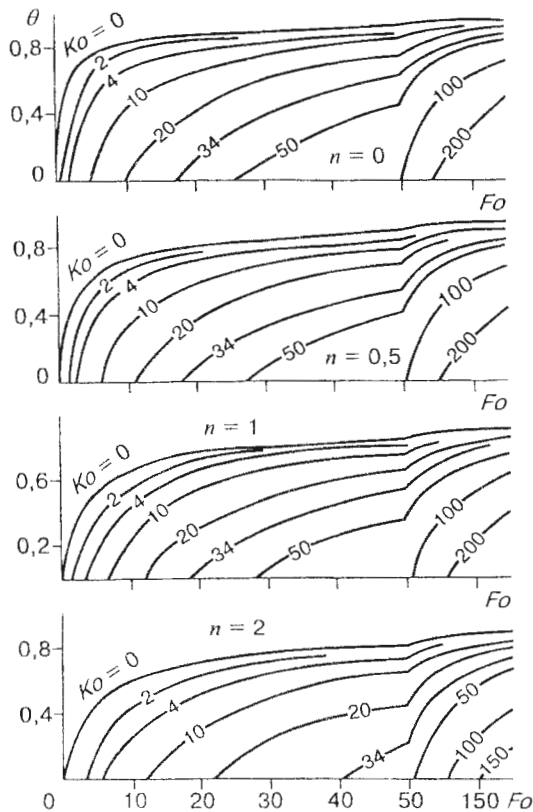
Например, для  $n = 0$  и  $n = 1$  выражения  $\Theta$  имеют вид, соответственно [Пехович и др., 1976]:

$$\Theta = [(t - t_0)/(t_n - t_0)] = \operatorname{erfc}(1/2 \sqrt{Fo}), \quad (10)$$

$$\Theta = (t - t_0)/(V \cdot \tau) = (1 + 1/2 \sqrt{Fo}) \cdot \operatorname{erfc}(1/2 \sqrt{Fo}) - (1/\sqrt{\pi \cdot Fo}) \exp(-1/4Fo), \quad (11)$$

где  $V$  — скорость изменения температуры поверхности.

На рисунке приведено графическое решение (9) при  $K_a = 1$ ;  $m = 1$ ;  $G = 0$ ; отсчете времени с момента перехода температуры поверхности через  $t_\phi$  (т. е.  $t_1(0, 0) = t_\phi$ ); допущении, что



$t_1(y > 0, 0) = t_0$ . По графикам можно найти параметры оттаивания (промерзания), обобщенно характеризуемые числом  $Fo_\phi$ , а также температуры грунта в талой и мерзлой зонах, используя кривую  $Ko = 0$ . (Значения  $\Theta$  и  $Fo$  на графиках даны без индексов, так как по ним определяют не только параметры оттаивания-промерзания, но и температурные поля.) Согласно принятой схеме, при прогнозировании оттаивания мерзлоты в результате потепления климата, предварительно следует рассчитать время  $\tau_\phi$ , через которое на поверхности установится фазовая температура:

$$\tau_\phi = (t_\phi - t_0)/V.$$

Например, определим глубину оттаивания мерзлого массива и его температуру на глубинах 3,2 и 10 м при следующих исходных данных:  $\tau = 50$  лет,  $a_1 = a_2 = 0,0025$  м<sup>2</sup>/час,  $C_1 = C_2 = 500$  ккал/(м<sup>3</sup>·°C),  $q = 20000$  ккал/м<sup>3</sup>,  $t_\phi = -0,5$ ,  $t_0 = -1,5$ ,  $n = 1$ ,  $m = 1$ ,  $V = 0,04$  °C/год.

Согласно примечаниям к формулам (7)–(9) определяем исходные данные:  $\Theta_\phi = [(-0,5 + 1,5)/(50 \cdot 0,04)] = 0,5$ ,  $Ko = 20$ .

По графикам на рисунке при исходных данных и  $n = 1$  находим  $Fo_\phi = 30$ .

Из выражения для  $Fo_\phi$  рассчитываем глубину оттаивания через 50 лет:  $\xi = \sqrt{0,0025 \cdot 50 \cdot 8760/30} = 6$  м.

Вычисляем числа  $Fo$  для глубин 3,2 м (таялая зона) и 10 м (мерзлая):  $Fo_1 = 108$  и  $Fo_2 = 10$ .

Для этих  $Fo$  и  $Fo_\phi = 30$  по тому же графику, но при  $Ko = 0$  находим  $\Theta$  и  $M$ :  $\Theta_1 = 0,69$ ,  $\Theta_2 = 0,5$ ,  $M_1 = M_2 = 0,8$ .

Вычисляем температуры на этих глубинах по формулам (7)–(8):  $t_1 = -0,5 + 0,04 \cdot 50 \cdot [1 - (1 - 0,91)/(1 - 0,8)] = 0,6$ ;  $t_2 = -0,64$ .

По формуле для  $\tau_\phi$  определяем период времени до перехода температуры поверхности через  $t_\phi$ :  $\tau_\phi = (-0,5 + 1,5)/0,04 = 25$  лет.

Таким образом, для условий примера (весьма реальных) за 75 лет ( $\tau + \tau_\phi = 75$ ) поверхность „вечной мерзлоты“ опустится на 6 м.

В практических расчетах более удобно использовать явное выражение  $Fo_\phi$ . Анализ показал, что выражение (10), входящее в формулы  $\Theta$  при всех  $n$ , хорошо аппроксимируется формулами (12)–(13), причем погрешность меньше 15 % достигается при  $Fo > 1$ , а также  $0 \leq n \leq 1$  — в расчетах по формуле (12) и  $n \geq 1$  — по формуле (13):

$$\Theta = 1/(1 + k_1/Fo), \quad (12)$$

$$\Theta = \exp(-k_2/Fo), \quad (13)$$

где  $k_1$  — коэффициент, равный 1,3; 2,5; 4,5 при значениях  $n$ : 0; 0,5; 1;  $k_2$  — коэффициент, определяемый по формуле:

$$k_2 = 0,69 + 0,46 \cdot n. \quad (14)$$

Подставив (12) в (9), после несложного преобразования получим явное выражение  $Fo_\phi$ , из которого можно найти время оттаивания (или промерзания) слоя заданной мощности. Например, при  $m = 1$  и  $K_a = 1$  выражение  $Fo_\phi$  имеет вид:

$$Fo_\phi = \sqrt{b^2 - b_0} - b, \quad (15)$$

где  $b = (0,5 \cdot Ko + 2 \cdot k_1 \cdot \Theta_\phi + L \cdot k_1)/[(\Theta_\phi - 1 + 0,5 \cdot L) \cdot 4]$ ;  $b_0 = k_1 \cdot Ko/[(\Theta_\phi - 1 + 0,5 \cdot L) \cdot 4]$ .

При исходных данных приведенного выше примера определяем  $b = -9,5$  и  $b_0 = -45$ , а затем по (15) —  $Fo = 21$ . Откуда  $\xi = 7$  м, что близко к величине, полученной с помощью точной формулы (9).

В промерзающих грунтах необходимо учитывать геотермический градиент. Из (9) следует равенство

$$Ko/2 \cdot Fo_\phi = Ko'/2 \cdot Fo_\phi' = (Ko + 2 \cdot Fo_\phi' \cdot L)/2 \cdot Fo_\phi'.$$

Откуда

$$Fo_\phi' = Ko \cdot Fo_\phi / (Ko - 2 \cdot Fo_\phi \cdot L), \quad (16)$$

где  $Fo_{\phi}'$  — число Фурье для случая  $G > 0$ ;  $Fo_{\phi}$  — число Фурье, определяемое по графикам на рисунке при  $G = 0$ .

Например, требуется определить время промерзания грунта с теплофизическими характеристиками предыдущего примера до глубины 10 м при следующих исходных данных:  $t_n = -9$ ;  $t_{\phi} = 0$ ;  $t_0 = -1$ ;  $G = 0,03$  °C/м;  $n = 0$ ;  $m = 1$ .

Вычисляем обобщенные переменные:  $\Theta_{\phi} = 0,1$ ;  $Ko = 20$ ;  $L = 0,06$ . По графику на рисунке (при  $n = 0$ ) находим  $Fo_{\phi} = 12$ , а по формуле (16) —  $Fo_{\phi}' = 12,7$ . Откуда  $\tau = 58$  лет. При  $G = 0$  время промерзания сокращается до 50 лет.

Тонкодисперсные грунты (глинистые и т. п.) промерзают и протаивают в некотором диапазоне отрицательных температур. Анализ температурной зависимости содержания незамерзшей воды ( $w_n$ ) показал, что в диапазоне изменения температуры от значения  $t_n$  (температуры начала фазовых переходов), которому соответствует  $w_n = w$ , до  $10 \cdot t_n$ , эту зависимость можно принять линейной [Коновалов, 1989]. Тогда выражение эффективной теплоемкости имеет вид:

$$C_a = C + 0,1 \cdot \gamma \cdot \rho \cdot w / t_n. \quad (17)$$

Верхний предел аппроксимации вполне сопоставим с реальными значениями начальных температур мерзлого грунта ( $-0,5$ — $3$  °C, а для засоленных до  $-5$ — $8$  °C). Поэтому для определения температур оттаивающих и промерзающих тонкодисперсных грунтов правомерно решение дифференциального уравнения Фурье при краевых условиях (1)—(5), но с эффективной теплоемкостью в зоне с температурами ниже  $t_n$  и равенством нулю правой части (5).

Общий вид решения аналогичен (7)—(9), однако формула для  $\Theta_{\phi}$  проще, так как  $Ko = 0$ . Если воспользоваться аппроксимацией (13), то для этого случая несложно получить и явное выражение  $Fo_{\phi}$ :

$$Fo_{\phi} = k_2 / \{ \ln [1 + (1 - \Theta_{\phi}) / \Theta_{\phi} / B] \}^2. \quad (18)$$

Как известно, температура фазовых переходов грунтовой влаги зависит от давления и засоленности, причем обе двусторонние зависимости приблизительно линейны, а совместное воздействие давления и засоленности — аддитивно [Коновалов, 1996]. Обычно зависимостью  $t_{\phi}$  от давления ( $P$ ) при расчетах температурного режима грунта пренебрегают. Это оправдано только для жестких закрытых систем, фазовое равновесие которых описывается классическим уравнением Клапейрона-Клаузиуса. Коэффициент пропорциональности ( $k_p$ ) в линейной аппроксимации этого уравнения составляет  $0,073$ — $0,076$  °C/МПа. Горное давление на

глубинах 100—150 м примерно равно 2 МПа, а следовательно,  $t_{\phi} \approx -0,15$ . Такой малостью действительно можно пренебречь. Но в сжимаемых и в открытых системах величина этого коэффициента значительно увеличивается, до  $0,9$  °C/МПа и более [Коновалов, 1996]. В этом случае на глубине 100—150 м  $t_{\phi} \approx -2$ , таким понижением температуры замерзания пренебрегать нельзя.

Поверхностное давление, как и засоленность, нетрудно учесть в вышезаписанных аналитических формулах, представив  $t_{\phi}$  как функцию давления и засоленности. Горное же давление, зависящее от глубины ( $P = \gamma \cdot y$ ), корректно учесть при решении задачи теплопроводности с фазовыми переходами влаги не удастся.

Для приближенных расчетов темпов промерзания (оттаивания) с учетом горного давления можно получить относительно простые решения, воспользовавшись известным методом замены нестационарной теплопередачи последовательностью стационарных состояний. Тепловой поток к фронту промерзания снизу частично учитывается через геотермический градиент. Недостатком этого метода является выпадение из расчета теплоемкости и, соответственно, некоторое завышение скорости промерзания (или оттаивания). Его применение оправдывается тем, что тепло фазовых переходов, как правило, намного выше теплоемкости и мало влияет на результаты расчета.

В промерзающем сверху грунте на границе мерзлой и талой зон в каждый момент времени разность тепловых потоков вверх и вниз равна количеству тепла, затрачиваемому на фазовые переходы, т. е.

$$[(|t_n|/\xi) - k_p(\gamma + P/\xi)] \cdot \lambda_1 \cdot dt - G \cdot \lambda_2 \cdot dt = q \cdot d\xi. \quad (19)$$

Интегрируя (19) и решая его относительно времени промерзания, имеем

$$\tau = \{ \xi - U \cdot [\ln(z)] / R \} / R, \quad (20)$$

где  $R = -\lambda_1 \cdot (k_p \cdot \gamma + G \cdot m) / q$ ;  $U = \lambda_1 \cdot (|t_n| - k_p \cdot P) / q$ ;  $z = 1 + R \cdot \xi / U$ ;  $m = \lambda_2 / \lambda_1$ .

Несмотря на незначительное изменение температуры по глубине, роль природного давления и особенно геотермического градиента (его величина колеблется в пределах, примерно,  $0,01$ — $0,05$  °C/м), в развитии и деградации мерзлых толщ на протяжении геологической истории велика. Эти факторы вместе и в отдельности препятствуют промораживанию горных пород, обуславливая наличие некоторого предельного положения нижней границы мерзлоты. Не будь их, при определенном тепловом режиме поверхности земля могла бы перемерзнуть полно-

стью. Предельную глубину промерзания ( $\xi_n$ ) найдем из (20), приравняв  $\tau = \infty$ :

$$\xi_n = -t_n / [0,5 \cdot G \cdot (1 + m) + k_p \cdot \gamma]. \quad (21)$$

Относительно  $\xi$  уравнение (19) трансцендентно. Расчеты показали, что (20) хорошо аппроксимируется формулой

$$\tau = 0,5 \cdot \xi^2 / (0,7 \cdot \xi \cdot R + U). \quad (22)$$

Из (22) получаем явное выражение для  $\xi$ :

$$\xi = 0,7 \cdot R \cdot \tau + (0,49 \cdot R^2 \cdot \tau^2 + 2 \cdot \tau \cdot U)^{0,5}. \quad (23)$$

Формулы (22)—(23) „работают“ в области  $z > 0$ , причем при  $z > 0,2$  погрешность расчетов  $\tau$  и  $\xi$  меньше 10 % и 4 %, соответственно.

При  $k_p = 0$  и  $G = 0$  выражение (23) превращается в известную формулу Стефана:

$$\xi = (2 \cdot t_n \cdot \tau \cdot \lambda_1 / q)^{0,5}. \quad (24)$$

Выражения (20)—(24) можно использовать и для расчета глубины или времени оттаивания мерзлого массива сверху, принимая в ней  $k_p$  со знаком минус, а  $G = 0$ . В этом случае мерзлый массив частично оттаивает и снизу. Приближенную формулу для расчета толщины оттаивания снизу ( $\xi_n$ ) найдем, приравняв тепловой поток из недр земли в каждый момент времени теплу фазовых переходов, тогда:

$$\xi_n = G \cdot \lambda_2 \cdot \tau / q. \quad (25)$$

Согласно расчетам величины  $\xi_n$  невелики, при  $\tau < 100$  лет оттаивание снизу не превышает 5 % от толщины оттаивания сверху. В дальнейшем роль оттаивания снизу увеличивается. При  $\tau > 10\,000$  лет и близких к нулю положительных температурах поверхности величины оттаивания сверху и снизу сопоставимы. Суммируя оттаивание сверху и снизу можно определить время, в течение которого произойдет полное оттаивание мерзлого массива (смыкание верхнего и нижнего фронтов оттаивания).

Как известно, мерзлая толща в северных районах Западной Сибири имеет двухъярусное строение. Верхний, толщиной 50—250 м, и нижний до 100 м, прослой мерзлоты разделены талым слоем, мощностью 50—100 м [Геокриология СССР, 1989]. Этот феномен объясняют воздействием последовательно сменившихся друг друга трех климатических эпох — холодной, теплой и вновь холодной.

Большинство исследователей считает, что в течение последних 100—150 тыс. лет диапазон изменения среднегодовой температуры воздуха ( $t_b$ ) на севере Западной Сибири не превышал 10 °С, причем в климатический оптимум в голоцене она была выше современной всего на 1—2° [Геокриология СССР, 1989]. Современное значение  $t_b$  — -7—-10 °С, температурный эквивалент отепляющего воздействия снега 3—5 °С. Из

этого следует, что на протяжении, по крайней мере, последних 25 тыс. лет (холодной — саратанской эпохи, и последующей за ней 10 тыс. лет назад теплой — голоценовой) среднегодовая температура воздуха не поднималась выше, примерно -4 °С, а поверхности грунта — +1°. В холодные эпохи температура поверхности грунта, по-видимому, не опускалась ниже -10—-12 °С.

С помощью (20)—(24) проверим насколько соответствуют размеры мерзлых и талого горизонтов указанным определяющим условиям.

Примем для 1-й холодной эпохи:  $t_n = -12$ ;  $\lambda_1 = 1,2$  ккал/(м·час·°С);  $m = 0,8$ ;  $\gamma = 1800$  кг/м<sup>3</sup>;  $k_p = 0,2$  °С/МПа;  $G = 0,015$  °С/м;  $\tau = 15\,000$  лет;  $P = 0$ ;  $q = 20000$  ккал/м<sup>3</sup>.

По формулам (21) и (23) определим глубину промерзания — предельную и за 25 тыс. лет:  $\xi_n = 600$  м и  $\xi = 338$  м.

Для теплой эпохи примем:  $t_n = 1$ ;  $\tau = 7000$  лет; и при тех же прочих условиях по формулам (23) и (24) рассчитаем толщину слоя оттаивания сверху (при  $G = 0$ ) и снизу:  $\xi = 79$  м и  $\xi_n = 55$  м.

Для второй (современной) холодной эпохи примем:  $t_n = -4$ ;  $\tau = 3000$  лет;  $G = 0$  и при тех же прочих условиях по формуле (23) определим глубину промерзания:  $\xi = 112$  м.

Результаты расчетов не очень вяжутся с фактическими данными о размерах талого и верхнего мерзлого прослоев: во-первых, подошва промежуточного талого слоя в районах с  $t_b = -7$  и ниже располагается на глубинах 100—200 м, во-вторых, получается, что оттаявший в теплую эпоху слой полностью промерзнет в течение последующего (после климатического оптимума) холодного периода. Следовательно, либо неверно задана температура поверхности (фактической глубине подошвы талого слоя соответствует температура поверхности в теплую эпоху, примерно равная +4—+5 °С), либо для объяснения ярусности мерзлой толщи необходимо привлекать другие, неклиматические факторы, вызывающие неоднородность теплового состояния пород по глубине — наличие в мерзлой толще слоев с повышенной засоленностью, изменение природного давления при трансгрессиях и регрессиях моря, наступлении и сходе ледника, образование и разложение газогидратов, особенности температурного и напряженного поля дна Северного Ледовитого океана и др.

Наибольший тепловой эффект, сопоставимый с эффектом климатических изменений, достигается при образовании и разложении газогидратов.

В трансгрессивные периоды под дном моря при наличии газа возможно образование газогидратов. Предположим, что под дном моря, глубиной 255 м существует газогидратная за-

лежь толщиной 50 м при температуре +0,3 °С. Как известно, при уменьшении давления температура гидратообразования убывает. Например, давлениям 2,55, 2,35 и 1,85 МПа (вес 100 м столба воды или 60 м грунта площадью 1 см<sup>2</sup> создает давление 1 МПа) соответствуют температуры гидратообразования метана — основного компонента природных газов, +0,4; -2,3 и -10 [Истомин и др., 1992]. Значит, при понижении уровня моря на 70 м и падении вследствие этого давления на поверхность газогидратной залежи с 2,55 до 1,85 МПа, а на подошву — с 3,05 до 2,35 МПа, температура ее скачкообразно понизится до значений: от -10 (у кровли) до -2,3 °С (у подошвы). Понижение температуры залежи до отрицательных значений вызывает замерзание выделившейся при разложении газогидрата воды (около 80 % объема газогидрата) и окружающего грунта. Если, как и в случае с промерзанием-оттаиванием, пренебречь теплоемкостью (оснований для этого больше, так как теплота гидратообразования примерно в 1,5 раза выше, чем кристаллизации) и считать, что все тепло, выделяющееся при замерзании влаги идет на разложение газогидрата, то суммарная мощность образовавшегося слоя льда (замерзшая вода залежи плюс лед промерзшего грунта) оказывается примерно равной 60 м, а время замерзания (рав-

ное времени разложения гидрата), в первом приближении определяемое из (23), составит около 3 тыс. лет.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 96-05-64008).

### Литература

- Геокриология СССР. Западная Сибирь / Под ред. В. Э. Ершова. М., Изд-во МГУ, 1989, 416 с.
- Истомин В. А., Якушев В. С. Газовые гидраты в природных условиях. М., Недра, 1992, 235 с.
- Коновалов А. А. Параметры фазового равновесия грунтовой влаги и их влияние на динамику криолитосферы // Мат-лы 1-й конференции геокриологов России. Кн. 2. М., Изд-во МГУ, 1996, с. 32—40.
- Коновалов А. А. Об учете многолетней тенденции изменения климата при расчете вечномерзлых грунтовых оснований // Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах. Сб. науч. тр. ЛенЗНИИЭП. С.-Пб., 1991, с. 108—123.
- Коновалов А. А. Охлаждение мерзлых оснований для повышения их прочности. Красноярск, Изд-во КрГУ, 1989, 204 с.
- Лыков А. В. Теория теплопроводности. М., Выс. шк., 1967, 600 с.
- Пехович А. И., Жидких В. М. Расчеты теплового режима твердых тел. М., Энергия, 1976, 362 с.

Поступила в редакцию  
16 июня 1997 г.